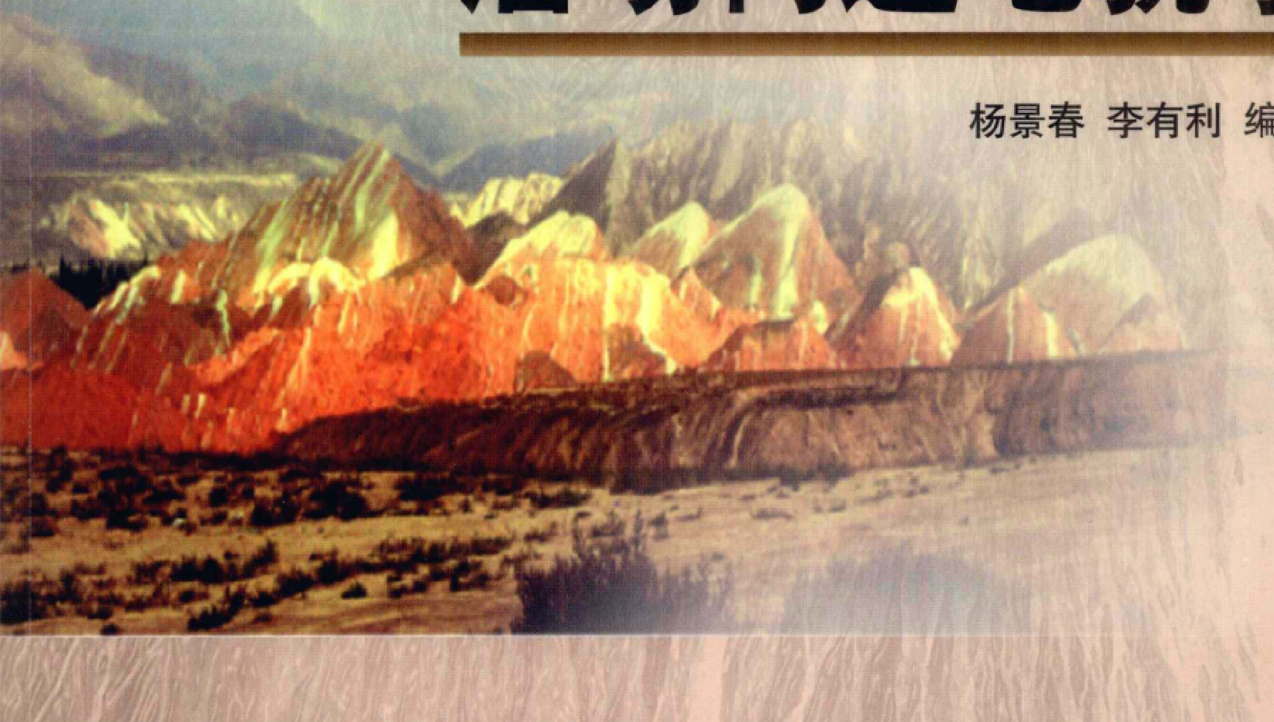
北京市高等教育精品教材立项项目

活动构造地貌学

杨景春 李有利 编著



北京大学出版社
PEKING UNIVERSITY PRESS

活动构造地貌学



ISBN 978-7-301-19775-2

定价：30.00元

北京市高等教育精品教材立项项目

活动构造地貌学

杨景春　李有利　编著

北京大学出版社
PEKING UNIVERSITY PRESS

内容简介

本书系统地介绍了活动构造地貌学的基本知识、基本理论和基本研究方法。重点介绍断层与地貌，构造活动对河流和海岸的地貌过程作用及其形成的种种构造变形，构造山地和盆地的形成演化及其形态特征，地震地貌和古地震野外研究方法等。此外，对中国构造地貌的基本特征及其形成过程、构造地貌年龄测定方法、现代地貌变形与大地测量以及地貌侵蚀与地壳均衡等问题也做了简要说明。

本书是大学地球科学有关专业的大学生专业课和研究生课的教材，也是地貌、地震和地质等科技人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

活动构造地貌学/杨景春，李有利编著. —北京：北京大学出版社，2011.11
ISBN 978-7-301-19775-2

Ⅰ. ①活… Ⅱ. ①杨… ②李… Ⅲ. ①活动构造-构造地貌学 Ⅳ. ①P931.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2011)第 234602 号

书　　名：活动构造地貌学
著作责任者：杨景春　李有利　编著
责 任 编 辑：王树通
标 准 书 号：ISBN 978-7-301-19775-2/P・0078
出 版 发 行：北京大学出版社
地　　址：北京市海淀区成府路 205 号　100871
网　　址：http://www.pup.cn　电子邮箱：zpup@pup.pku.edu.cn
电　　话：邮购部 62752015　发行部 62750672　编辑部 62765014　出版部 62754962
印 刷 者：北京中科印刷有限公司
经 销 者：新华书店
787 毫米×1092 毫米　16 开本　13.25 印张　330 千字
2011 年 11 月第 1 版　2011 年 11 月第 1 次印刷
定　　价：30.00 元

前　言

活动构造地貌学是地貌学的一门新兴分支学科，主要研究地壳构造活动形成的各种类型的地貌。在最近半个世纪以来，新构造运动和板块构造的研究深入和各种大地测量数据的应用，对活动构造地貌学的发展起了积极的推动作用，特别是对活动构造地貌的表现特征、形成机制、发展阶段、内部结构和分布规律等方面的认识有了长足发展。

我国地处构造活动区域，形成多种活动构造地貌类型，有构造隆升的高原和山地，也有构造下沉的平原和盆地。它们从晚新生代以来都有强烈活动，发育各种类型的活动断层和活动褶皱，并频发破坏性地震和各种地质地貌灾害，表现各种不同的地貌特征。因此，根据活动构造地貌研究，可以得到构造活动的幅度、次数、间隔时间和速率等一些科学数据，对地震预测和地质地貌灾害防治都有重要意义。

本教材系统介绍活动构造地貌学的基础理论，并以大量实例加以说明，便于学生学习时对理论的理解和提高实际应用能力。此外，对活动构造地貌学相关的一些基本知识和基本研究方法也做了介绍。

本书是作者在多年教学积累和科研成果的基础上，并参阅大量国内外文献编写而成。本书作者之一于20世纪70年代曾为北京大学本科生开设地貌与新构造课程，80年代又为地貌与第四纪地质专业研究生开设构造地貌课程，直至2003年该课程由本书的另一作者继续教授，并不断补充一些新的内容。

本书获得北京市高等教育精品教材立项项目和北京大学教材建设项目资助。本书在编写过程中，得到许多友人的帮助。张家富教授参加本书地貌年龄测定一章编写，袁宝印、闻学泽和张世民等研究员提供一些资料和照片，王树通、闫冬冬和袁丽萍等同志对本书的编辑和制图给予大力帮助，在此表示衷心感谢。

杨景春　李有利

2011年11月2日于北京大学

目　　录

第一章 绪论

一、构造地貌学的定义与内容

构造地貌学是研究地质构造和地壳运动形成地表形态的科学，是地貌学的重要分支学科。构造地貌包括静态构造地貌和动态构造地貌两部分。静态构造地貌是指久远地质时期形成的、如今已经不活动的各种老构造形成的背斜山、向斜盆地和断层陡崖等，又称原生静态构造地貌。如背斜山顶部受侵蚀破坏，形成沿背斜走向发育的背斜谷，背斜谷两侧的单面山，顶面由坚硬岩层组成的向斜残留高地和断层崖受到侵蚀破坏而成断层三角面等，这些在原生构造地貌基础上经外力作用形成的地貌，称为次生静态构造地貌。

动态构造地貌是现代活动的各种构造形成的地貌，又称活动构造地貌。活动构造是在晚新生代以来形成的，这一时期的构造活动称新构造运动。新构造运动按其运动方向可分垂直运动和水平运动。地壳垂直方向运动使地形产生高低变化，表现为上升的山地、丘陵或高原，下降的平原或盆地；间歇性上升运动形成阶梯状地貌，如山麓台地、河流阶地等。地壳水平运动发生相对位移而使山脊和沟谷水平错移。

大范围的地壳水平运动使地壳产生挤压或拉张。从全球构造看，挤压区形成大陆边缘的岛弧、大陆上的褶皱山系和高原；拉张区形成大洋中脊、大陆上的大裂谷和断陷盆地等。大洋中脊由于有来自地幔垂直上升的物质到洋底地壳下部转为水平流，在洋底产生扩张，这种运动进一步推动地壳板块相互运动，引起板块边缘的俯冲、隆升、错断和火山活动，在板块内部产生挤压而形成大型褶皱和断裂。

现代精密的水准测量发现陆地上有大曲度半径的舒缓褶曲隆升或沉降，起因有的是地球内力作用，如地球自转速度变化和岩浆上升产生挤压力与剪切力；另外大陆冰盖消融的卸荷作用可引起地壳均衡作用，也可使地壳大范围拱曲上升。

活动构造地貌受构造活动的多期叠加而变得更为复杂。例如一条断层多次活动，不仅使断层崖增高，在断层崖下段新形成的崖坡比上段崖坡的角度大，断层崖的坡形呈转折状的凸形坡，坡麓形成多层崩积楔；如沟谷被断层多次活动错断，表现为不同时代的沟谷地貌错幅不等，时代愈老的地貌错幅愈大。这种受多次构造活动形成的地貌称为再生构造地貌。

在一个构造应力场中，除受主应力作用形成一些破裂和变形外，还派生一些次级构造，形成一些派生构造地貌。例如在一个主压应力场中可派生一些拉张应力区和挤压应力区，相应形成断陷和隆起。一条规模较大的走滑断裂带，在地表常形成两组不同力学

性质的次级破裂，一组为拉张，一组为挤压，它们相互近于垂直排列，共同组成地表破裂带；断层两侧块体受断层活动影响而发生位移，块体运动前方在断层端点附近将发生挤压而隆起，断块运动后方将发生拉张拗陷。

二、地貌演化模型

在特定气候或构造条件下形成各种地貌，使地貌学家提出解释这些差异的各种模式。其中最著名的是 W. M. 戴维斯提出的地貌演化模型，认为地貌发育是从青年期经过中年期最后达到老年期的演化过程(Davis，1899)。在戴维斯的模型中，构造作用是激发因素，使地表抬升发生侵蚀，构造发生在旋回的开始阶段，随后构造相对稳定，侵蚀作用不断剥蚀地形，最终形成准平原。这种地貌演化模式是对地形成因的解释描述，对地貌学的发展起积极作用。

与戴维斯不同的另一种地貌演化理论是由 W. 彭克提出的。他认为所有构造变形不是发生在旋回的开始，而是随时间像波浪一样，变形的强度逐渐增加达到一个最大值，然后逐渐衰减而消失(Penck，1953)。构建地形是随后长时间的侵蚀过程，当逐渐增加的变形速率使地壳加速抬升，地形将达到一个最大的起伏阶段。抬升地区地貌过程和造山作用同步进行，所以产生的地貌是构造变形和侵蚀同时作用的结果。当造山作用减弱乃至停止，侵蚀作用还尚未消失，造成地形逐渐降低。

第三种地貌演化模式由 J. T. 翰克提出。当构造变形和侵蚀长期作用，地貌将达到一种动态平衡，即使构造作用持续很长时间，地形不能无限地增高(Hack，1975)。在某种程度上，随着地形越来越高，地形的起伏将使坡度增大，岩石达到破裂极限，发生崩塌与滑坡。随着地壳的不断抬升，坡地的破坏将限制地形的高度。最终，地形达到近似稳定状态或达到动态平衡。在这种模型中，山地的抬升速率和侵蚀速率将长期平衡。

地貌演化过程中，总体来说地貌的形成是构造运动和侵蚀作用共同作用的结果。但是，随着构造变形的时间尺度不同，具有不同的地貌演化模式。例如，地震是一种快速构造事件，瞬间产生地形变化，形成断层陡坎。如果两次地震的间隔时间比地貌演化过程时间长，断层陡坎将在下一次地震前遭受侵蚀，甚至将陡坎全部夷平而无地貌表现。如果地震间隔时间短，断层陡坎尚未完全被侵蚀破坏，地形切割起伏度很小，随着总位移随时间增加，断层崖保持完整的形态。

地貌系统中不同地貌单元对构造的响应时间不同也是十分重要的。一个山脉中的流域盆地由河床、坡地、沟谷间的山脊和分水岭构成，不同地貌单元对流域构造变化的响应不一。假设流域的出山口发育一条正断层，跨断层的河床首先受断层的错动而发生垂直变形，同时局部基准面发生迅速下降，引起河床坡度增大，河床裂点溯源侵蚀加强，但这时断层活动影响侵蚀变化尚未波及流域其他地点。随着河床侵蚀向上游发展，河床加深引起谷坡坡度的增加，导致坡地过程速率变快。坡地过程影响河间地的剥蚀，最终影响到整个汇水盆地。因此，一次构造运动在同一流域内的不同地貌单元的影响应具有滞后性特点。

如考虑地貌系统因素的尺度、地貌响应时间、构造作用速率、强度和持续时间，则戴维斯、彭克和翰克的不同模型是可协调的。构造与地貌影响的数值模型研究表明，如果

构造作用是脉动的，地形高差快速形成，随时间发生侵蚀，地形逐渐降低，直到下一个构造活动期，地形再一次抬升侵蚀。如果变形逐渐增加达到一个高值，然后逐渐减小，侵蚀作用逐渐加强，最大的地形高差出现在最大构造变形速率之后，后期侵蚀作用逐渐减弱，地形起伏也逐渐变小。如果构造作用一直持续上升，在开始的地形形成阶段之后，地壳抬升与遭受侵蚀达到平衡，地形处于动态平衡状态；如构造作用继续变化将使系统达到新的平衡。当变形停止，系统将如戴维斯的模式发展，地形系统地侵蚀降低夷平（Kooi and Beaumont，1996）。

三、地貌年龄

确定地貌年龄的方法可分为相对定年和绝对定年两大类。相对定年法是根据地貌相互切割与叠置关系、组成地貌的沉积物的地质年龄和地貌沉积物的风化程度等来确定地貌形成时代先后，但不能确定地貌形成的准确时间。绝对定年法是根据组成地貌沉积物的放射性同位素测定而获得的地貌形成的年龄数据，这种方法可以确定地貌形成较为准确的年龄，通常采用放射性碳同位素法、钾-氩法、铀系法、光释光法、宇宙成因核素法和裂变径迹法、古地磁法、氨基酸外消旋法和地衣法等。

地球表面的过去和现在进行的构造变形使地块的垂直和水平运动，加速了地表侵蚀与堆积过程，它们共同作用形成地表起伏变化。在过去的100多年里，建立了一些在各种构造和气候条件下地表形态演化的概念模型。由于地貌和构造现象的可靠年代非常有限，不可能系统地定量评价这些地貌演化过程和速率。近几十年来，许多测定地貌年龄的新方法的发展，可以获得较为准确的地貌年龄数据，使评价地貌过程的机制和速率成为可能，构造地貌学因此获得长足发展。根据地貌年龄和地貌变形的测量，得到的地貌构造变形速率，对评价活动构造地貌形成和发展阶段具有重要意义。

例如青藏高原隆升与地貌演化研究，把夷平面或山麓剥蚀面用来确定地貌的原始高度和后期抬升的幅度。青藏高原发育两级夷平面，海拔高度分别为5000～6000 m和3500～4000 m，代表了高原隆升过程中两期广泛的准平原化过程（施雅风等，1999）。根据夷平面上覆盖26.5 Ma和10.6 Ma的熔岩（邓万明，1993）得到夷平面形成于渐新世和中新世。洞穴沉积年龄研究认为山顶面形成于20 Ma之前的渐新世末，主夷平面形成于距今19至7 Ma的中新世中晚期（崔之久等，1996）。根据夷平面相关沉积的年龄研究，认为山顶面形成于渐新世至中新世早期，主夷平面形成于距今20至3.6 Ma期间（潘保田等，2004）。青藏高原东南部夷平面的年龄为距今100至10～20 Ma之间，而距今13至9 Ma开始解体（Clark et al.，2005）。3.4 Ma以来，青藏高原又经历了三次抬升，高原的整体轮廓、地貌格局和现代水系基本形成（李吉均，1995；方小敏等，1999）。

前陆盆地沉积相变和沉积速率的突变常被用来指示山地抬升速率的变化和地貌抬升发生的时间。在我国西北地区，西域砾岩（玉门砾岩）广泛分布山麓。这一粗粒层沉积代表相邻山脉强烈抬升（李吉均等，1979；Liu et al.，1996）。根据磁性地层学研究，在距今15 Ma以来存在3次沉积速率的增大，这与青藏高原的隆升增快相一致（方小敏等，2004）。

四、构造与气候耦合

新生代以来全球的构造和气候都发生了剧烈的变化。新近纪全球发生了一系列重大的构造事件，如青藏高原的隆升、海峡的关闭和加宽、大洋裂谷扩张和火山喷发等(Zachos et al., 2001)。一系列的构造运动对全球气候又有显著影响，例如喜马拉雅山及青藏高原的隆升是晚新生代全球变冷的重要因素(Ruddiman et al., 1989)，高原的隆起与亚洲季风系统形成和两极冰盖发展的时代耦合表明构造对气候的影响(刘东生等，1998；An et al., 2001)。印度尼西亚海峡的关闭对三百万年前非洲干旱化也有重要影响(Cane and Molnar, 2001)。

利用上述构造与气候之间的耦合关系，从沉积地层中气候事件可以反推构造运动状况。根据亚洲季风和中国西北地区的干旱出现的时间，可以推断青藏高原抬升的高度(Guo et al, 2002; Sun and Liu, 2006)。

新近纪全球气候总体变化是从温暖稳定的环境逐渐向寒冷环境频繁波动(Miller et al, 1987; Zachos et al., 2001)。晚新近纪时，全球气候持续变冷，南极冰盖进一步扩大，北极地区变冷加剧，并于距今 3.6 至 2.6 Ma 前后形成大规模冰盖(Flower and Kennett, 1995)。第四纪以来，形成多次冰期和间冰期，使陆地冰川扩展和消融，从而引起地壳均衡下降和上升，高纬地区冰后期冰盖消融引起的地壳反弹至今尚未停止。

此外，气候引起的强烈侵蚀也可能引发地壳均衡抬升。阿拉斯加山脉冰川的侵蚀作用对造山带的活动有着直接的影响(Berger et al., 2008)。南半球带状的大气环流产生了强烈的纬向降水梯度带，形成了安第斯山的侵蚀速度梯度横向变化。侵蚀速度梯度的变化与地壳构造缩短和增厚相对应，地形特征与气候状况相一致。因此，由巨大尺度的气候类型导致的不均一侵蚀，像构造一样，是安第斯山地形演化的第一级控制因素(Burbank and Anderson, 2001)。

气候导致的强烈侵蚀作用还可以影响断裂活动。根据宇宙成因核素(^{10}Be)和 ^{40}Ar-^{39}Ar 侵蚀速度的不连续在空间上分布推断，尼泊尔中部高喜马拉雅与低喜马拉雅的地形过渡带中，存在着一条活动逆断层。这条断层的成因可能与尼泊尔中部喜马拉雅山存在着强烈的降雨梯度有关，高喜马拉雅山麓新断层作用发生的部位长期经受深剥露作用，气候、侵蚀和构造之间强烈的相互作用带正好位于喜马拉雅变形前锋地带(Wobus et al., 2005)。

也有研究认为，气候导致的流水和冰川侵蚀加强对山峰均衡抬升的影响非常有限(Whipple et al., 1999)。通过晚新生代以来全球风化通量没有变化为依据认为造山带的构造抬升与气候之间没有必然关系(Willenbring et al., 2009)。

五、新构造运动与构造地貌研究历史

新构造运动最早由苏联地质学家 B. A. 奥布鲁切夫提出。他在“新构造的动力及造型的基本特征”一文中写到：“对发生在第三纪末和第四纪前半期的最年轻的运动所造成的地壳构造称之为‘新构造’。近半个世纪以来许多地区研究揭示了这些运动广泛分布，且在现代地貌形成中具有实质性意义，因之有必要将其从阿尔卑斯构造旋回中独立划分

出来”。他给予“新构造”一词以新的内容，认为：“新构造为新第三纪以来各种类型的地壳运动所造成的在现代地形形态上有所显示的地壳构造。”随后苏联地质学家 H. И. 尼古拉耶夫(1959)认为新构造运动是形成于第三纪晚期至今的构造运动，并决定了地球表面现代地形的基本轮廓”。国际第四纪研究联合会全新世研究组于 1982 年提出新构造运动学是研究大地测量参考面的运动和变形及其机制、地质成因、应用意义和未来趋势的科学。由此可见，新构造运动时间定义不统一，一些构造现象由瞬间的地震学数据给予解释，一些现象是从大地测量学中得到的，还有一些现象则需要地貌学和长达 10^7 年的地质学的研究。

在欧美较早对新构造的注意是斯堪的那维亚和北美洲的冰后期抬升现象。最早在 19 世纪晚期提出了地壳运动源于冰川退却后地壳均衡返弹的观念。这一观念给地壳运动的动力作用提出一种见解，促进了对地壳和地幔的物理特性的认识。泊湖研究也用均衡理论解释湖盆、三角洲和其他陆地地区的地壳运动，将地壳均衡作用与地貌的形成和发展联系在一起。后来将一些地区年轻的地壳变形称做活动构造。活动构造不仅使海岸升降、河流改道、地貌错移和变形，而且与火山和地震活动也十分密切。活动构造研究虽然强调更短时期的地壳运动，如晚更新世以来甚至千年以来的时段，但并不排斥更长的时段，如数百万年到数十万年有关构造过程的研究，因为活动构造是继承新构造而发展。可以说，活动构造与新构造基本是相同的，也可以说它是新构造研究的一部分。

早在 20 世纪 50 年代在德国出版了一本《活动构造》论文集。其后，陆续出版了一些活动构造专著，例如 1986 年美国国家科学出版社在地球物理研究丛书中编辑了一本《活动构造学》，较全面地反映了那一时段新构造研究的主要内容和发展趋势，对板块构造理论和方法对新构造研究产生的影响进行阐述。1986 年出版的《现代地球运动》(*Recent Earth Movement*)一书，作者认为新构造运动与今天的构造运动具有连续性，但与古构造运动并无对应关系。1996 年出版的《活动构造学》(*Active Tectonics*)(2002 年再版)指出活动构造与地壳变形的过程、构造与地貌的关系(Kelller and Pinter，2001)。1996 年出版的《古地震学》(*Paleoseismology*)(2009 年再版)指出古地震学研究史前地震的位置、时间与强度，并强调了地貌学与第四纪地质学研究在古地震学研究中的重要性(McCalpin，2005)。1997 年出版的《地震地质学》(*The Geology of Earthquakes*)的研究内容主要为活动构造和断层、褶皱形成构造地貌 (Yeats，1997)。从 20 世纪 80 年代开始，国外构造地貌学研究得到迅速发展(Ollier，1981；Morisawa and Hack，1985；Embleton，1987)。2002 年出版的《构造地貌学》(*Tectonic Geomorphology*)对构造地貌学进行了全面介绍(Burbank and Anderson，2001)。最近，又有一些构造地貌学著作问世(Bull，2007；2009)。

早在 20 世纪早期，我国科学家和外国科学家就将构造运动与地貌发育相结合进行华北地文期研究(Willis，1908，叶良辅，1920)。1956 年中国科学院召开第一次新构造运动座谈会，这次会议讨论的问题包括新构造运动类型、新构造与地貌发育、新构造与水系和沉积以及新构造与地震活动等方面，内容十分丰富(中国科学院，1957)。1958 年，水利电力部邀请苏联专家 H. И. 尼古拉耶夫来中国帮助解决水工建设问题，他在华期间考察了许多地方并做了七次学术报告，编译出版了报告文集(中国第四纪研究委员会，1959)。

这本文集内容涉及新构造的各个方面，如研究中国新构造的任务与方法、编制新构造图的原则、新构造与地貌和新构造与工程建设等问题。

1966年到1976年我国连续发生了一系列强震，国家地震局组织了大规模的震区考察与地震会战项目，掀起了我国活动构造地貌研究的热潮，同时，开展构造地貌发育与第四纪构造应力场相结合研究（杨景春，1983）。改革开放以来，我国活动构造地貌研究翻开了新的篇章，并对我国新构造运动研究进行了总结，其中提到地貌发育和新构造运动等构造地貌现象和今后构造地貌研究发展方向（王乃梁等，1981）。1981年中国地理学会地貌专业委员会在山西大同召开第一次全国构造地貌学术讨论会，会议讨论的问题包括构造地貌成因和地球动力学问题，水系分布与断裂构造的统计分析，构造地貌分期以及结合地震预测和寻找地下水的构造地貌研究等（中国地理学会地貌专业委员会，1984）。

20世纪80年代以来，陆续开展了我国活动断裂带的研究，出版了一系列活动断裂研究专著和图件（丁国瑜，1985，1991；汪一鹏等，1988；邓起东等，1990；国家地震局地质研究所，云南省地震局，1990；柏美年等，1992；侯珍清等，1992；虢顺民等，1993；李玶，1993）。这些研究涉及活动构造的各个方面，如活动断裂带的组合与内部结构、地貌特征、运动学与滑动速率和大地震复发间隔时间等。此外，对古地震及其识别标志进行研究（丁国瑜，1982；杨景春等，1982）；还有根据崩积楔进行古地震活动次数和时间分析（邓起东等，2000；冉勇康等，1997，1999；张世民等，2008），以及地震地表破裂带与同震位移、断裂分段性及其地震破裂（丁国瑜，1992，1993）、最大地震的离逝时间以及断裂带与断块变形机制和动力学特征、活动断裂的地震危险性评价（闻学泽，1995，1998，邓起东等，2008）研究等。

2001年，中国第四纪研究委员会新构造专业委员会和中国地震学会地震地质专业委员会共同发起召开新构造与环境学术讨论会并出版《新构造与环境》文集（卢演俦等，2001），该文集除在新构造与气候环境变化、活动构造与地震、新构造与地质灾害等问题进行讨论外，在新构造与地貌方面，如断层活动与地貌模型、新构造与地貌演化、新构造与水系等一些构造地貌重要问题也进行了介绍。

六、研究方法

研究新构造运动和活动构造地貌不仅用地貌学和地质学方法，而且还需要用考古学、地球物理学和大地测量学等方法。不同方法的应用与构造地貌形成的时间尺度有关。

新构造运动和活动构造地貌学的研究可以跨越更长地质时期，过去几百万年的有关构造历史和构造地貌过程的有意义证据，都是从地质地貌的构造遗迹研究中得到的。中生代和古近纪时期的构造，极大地影响了构造地貌格局，虽然这些构造现代没有明显活动，但它们仍控制构造地貌分布规律。

活动构造可改变地貌形态和沉积结构，地貌沉积速率也反映构造活动状况变化。由此可分析活动构造地貌的形成与演化。在许多地方，由于构造应变积累速率较低，即使有历史记载可表示的时间，但不能满足长周期时间趋势的要求，运用地质学和地貌学方法对时间间隔的构造历史和速率的分析，可取得较好效果。

地层记录可以对构造地貌提供时间证据。例如，火山活动形成一层层的火山灰，火山角砾以及熔岩流，它们不仅是火山作用的证据，而且每一层火山灰中都有特定的化学和矿物学特性，并且它们是在几天或几周内沉积下来的，在较大区域范围内提供了明显的时间标志，使许多局部和区域构造事件及其形成的地貌在时间上得到证明。

地层学的岩性单元成分和地层形变特征分析，可以说明构造活动速率快慢，或者提供碎屑沉积的阶段是否错移。在小范围，如跨活断层挖槽，可以分析沉积和断层作用顺序，也可确定史前地震发生事件间隔和活动次数。

根据断层错断地层关系，重建断层作用历史、时间间隔和断层作用事件的规模，可分析构造地貌的演化过程和发展阶段。沉积构造与砂层液化有关的变形地层可提供史前地震的证据和揭示强地面振动的历史；研究断层崖坡麓的多层崩积楔的沉积结构，可以作为有关断层崖活动次数的记录。

地貌学方法揭示较长时间的构造运动最常用的方法是进行阶地（包括河流阶地和海岸阶地）测量、对比和分析。多级阶地反映地区的间歇性隆升；各级阶地纵向连线的高低变化反映构造运动在各地段的差异；阶地纵剖面线突然出现不连续，说明此处曾发生新的构造运动造成的错断现象。过去 100 000 年以来的构造事件，尤其是以往 10 000 年到 20 000 年的构造事件，沟谷常被错断或形成裂点，以此作为预测未来构造活动趋势的依据有特别意义。

大地测量学的方法可以有效鉴别和定量研究最新时期的构造作用和地貌变形。超长基线干涉测量和 GDP 技术对板块运动的流变性质和粘滞性，以及总应变是连续的或是脉冲式的等方面都有重要意义。小三角边测量网，水准线以及跨距仅几十米的拉伸线蠕变仪可有效研究活断层的局部形变。

在有现代仪器资料以前的历史时期，考古学方法可以对火山作用、地震和地壳形变的长期速率和情景提供重要的记录。例如在伊朗 1700 年前建造的运河已下切到原先河床下约 5 m，表明隆起速率约 3 mm/a。中国早在公元前 780 年的遗址就有文字记载陕西西周地震。另外，一些人类遗址、古建筑物和碑刻也常记录了地震和构造活动以及地貌变化状况。

七、研究意义

活动构造地貌研究对重大工程建设和地震预测等都具有十分重要意义。构造错断地貌变形在地表可直接表现出来，其形态特征和沉积结构分析是辨别断层活动的主要方法。地貌的水平和垂直错距反映断层的活动幅度，如不同时代的地貌错幅不等是断层多期活动的结果，通过测年方法可以取得被错断的地貌年龄，从而可计算断层活动平均速率和断层活动间隔时间。这些数据对预测未来地震发生的时间、地点和强度具有重要意义；对大工程地基稳定性评价、灾害防治和土地合理利用也有重要价值。

许多地方的河流阶地和河床被断层错断，根据错断幅度的时间，可计算构造活动速率。日本木曾河发育 9 级阶地，被阿寺断层左旋错位，2.7 万年的一级阶地水平错移 140 m，平均速率为 5 mm/a。根据其东侧 60 km 一条断层，1891 年 8.4 级地震时水平位移 8 m，得到阿寺断层发生类似地震的间隔时间为 1600 年（Yoshikawa 等，1981）。

此外，根据断层崖的坡面倾角变化与时间关系和断层活动控制的沟谷中的裂点及阶地进行综合研究，也可得到断层活动的幅度、时间、速率和间隔时间，这对评估地震危险性可提供重要资料。

海滨线和海蚀台地的构造变形反映海成台地形成后的构造活动状况。活动断层错断不同时代的海蚀台地而且由新到老错距依次增大，证明断层是长期连续活动。已知错断地貌年龄，可得到断层平均活动速率。如果在沉积物中记录到断层重复活动形成的多期崩积楔并有测年资料，就可确定地震的重复间隔时间。美国加利福尼亚文图拉附近哈文谷断层使 4 万年的海蚀台地错断 45 m，长期断层活动平均速率为 1.1 mm/a，而将 3500 年的海蚀台地错开 4 m，这一时期的断层活动速率为 1.2 mm/a，两者非常接近。在陡坎之下的崩积楔记录了 5 次错断事件(0.5～1.4 m)，由此可以推算该断层地震重复间隔大约为 700 年(Sama-Wojcicki 等，1986)。许多地方两次地震之间相隔时间与后一次地震的大小成正比，如果发生同等级别的地震，近期构造活动速率比长期平均速率快，表明地震发生可能提前；反之，则地震事件发生可能推迟。

配合美国爱达荷州核电站建设，在 1977 年对场地附近断层就进行了详细研究，分析了断层的地貌和探槽的微地貌特征，及过去几千年断层活动状况，并对未来断层发生位移的可能性进行预测。1983 年 10 月 28 日，美国爱达荷州中部发生一次 7.3 级地震，形成一条长达 36 km 的断层陡坎。由于在爱达荷州国家工程试验室附近的核反应堆安装了地震自动关闭系统，地震时有效防止了地震造成的危险(Allen，1986)。

我国对一些主要活动断层开展了详细研究，这将为今后的地震预测和工程建设提供重要科学依据。一些大型水利工程建设、南水北调线路规划以及核电站厂址选择都进行了构造活动性评估。

20 世纪我国境内发生一系列破坏性地震，尤其在 60 年代以来，对每一次破坏性地震都组织了专业队伍进行实地考察和研究，取得许多资料和成果，为今后地震预测和防震抗震提供重要科学依据。最近由国家地震局地质所牵头，启动了新一轮地震活断层探查项目(喜马拉雅计划)，将完成我国大陆破坏性地震多发地区和主要活动构造带地震多发地段活动断层条带状填图，获得活动断层的空间展布和活动性参数，以及同震地表错动带的宽度数据，基于计算机网络与 GIS 平台，构建活动断层探测与调查基础数据库和信息数据共享服务系统。

第二章 断层与地貌

当岩石受力达到一定强度，发生褶皱或破裂。各种断层(走滑断层、正断层、逆断层)代表地壳上部不同的构造环境和应力状态，形成不同类型的断层地貌，如断层在地表没有出露，在地表常发生褶皱变形。

第一节 应力、应变和断层

物体受两种力的作用，即外力和内力。外力是外部施加于物体上的作用力，可分为面力和体力；内力是物体内任意相邻两部分之间的作用力，包括结合力和排斥力。

作用于物体内任一截面上单位面积的力称为应力。应力可分解为作用于垂直截面和平行截面的两个分量，分别称正应力(σ)和剪切应力(τ)。当正应力作用方向与界面的外法线指向一致时，为张应力；反之，力的作用方向与界面外法线方向相反为压应力。

在岩石表面，源于构造运动、岩石静压力、浮力或流体静压力作用的每个力可用一个向量代表，可以相互叠加，合成为施加在一个面上的总应力。总应力可以分解为三个直交的分量，通常用σ_1，σ_2和σ_3表示，分别代表最大，中间和最小主应力。其中一个是垂向的(σ_{zz})，另外两个在一个水平面内(σ_{xx}，σ_{yy})(图 2-1)。垂直应力来源于深度z以上岩石的负荷，$\sigma_{zz}=\rho g z$，ρ是上覆岩石的平均密度，g为重力加速度。该应力被称为岩石静应力。当水平应力与垂直应力相等，即$\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3$时，称为岩石静应力状态。与岩石静应力的差值为偏应力。

偏应力可以使岩石发生应变，如体积大小变化和形状扭曲变形等。岩石中应变可以通过测量确定应变的旋转、拉伸、缩短和方向，应变的偏应力常常只能根据岩石中的应变特征分析推断。

岩石开始受应力作用时，发生弹性变形，在低于弹性极限时，应变可以恢复，应力消失，岩石将恢复到变形前的形状。一旦达到弹性极限或屈服点，将发生塑性变形或发生破裂，产生永久变形，岩石发生破裂，沿破裂面发生错动，形成断层。根据岩层破裂时的受力状况和破裂块体移动方向可分为正断层、逆断层和走滑断层。

正断层的垂直应力$\sigma_{zz}=\rho g z$，偏应力$\Delta\sigma_{xx}$为张应力，并达到岩石屈服点。像花岗岩一样坚硬的岩石中，正断层面与σ_{zz}(最大应力)的夹角约为 30°，断层的倾斜方向与σ_{xx}(最小应力)的方向垂直。两个不同的断层面，倾向相反，倾角 60°，形成共轭断层面。上盘相对

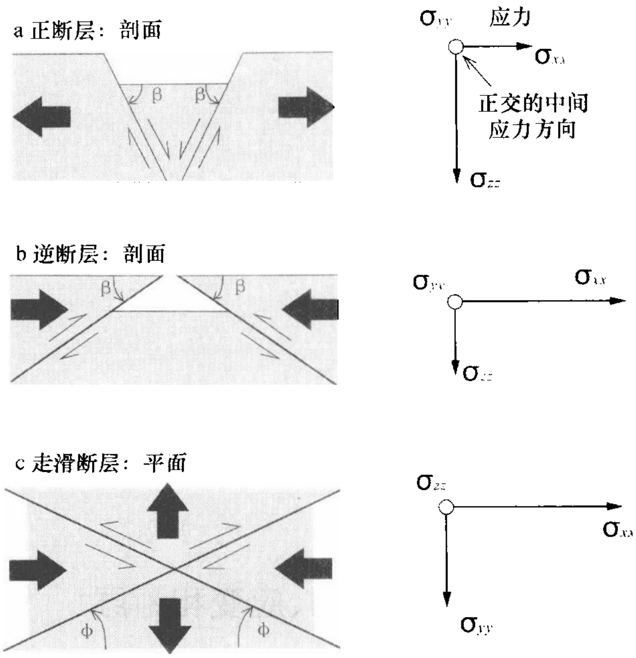


图 2-1 断层产状与应力(Burbankand and Anderson,2001)

位于下盘向下运动(图 2-1a)。

逆断层沿 x 方向存在源于构造运动的挤压偏应力。$\Delta\sigma_{xx}>0$，$\sigma_{xx}>\sigma_{zz}$。沿 y 方向的偏应力处于中间，即 $\sigma_{xx}>\sigma_{yy}>\sigma_{zz}$。逆断层的上盘相对下盘向上运动(图 2-1b)。

走滑断层在 x 和 y 方向的应力相反。如果 σ_{yy} 为拉张，$\Delta\sigma_{yy}<0$，则 σ_{xx} 为挤压，$\Delta\sigma_{xx}>0$。因此，走滑断层有 $\sigma_{xx}>\sigma_{zz}>\sigma_{yy}$ 或 $\sigma_{yy}>\sigma_{zz}>\sigma_{xx}$ 两种情况(图 2-1c)。

第二节 断层的断距变化、断层生长和断层边界

一、断层长度和断距的变化

每次地震并不在断层某一段重复破裂，也不会有相等的位移量，因而沿着单一断层破裂是否断距有系统变化还不是十分清楚。为了搜集关于断层生长的数据，研究均匀介质中没有被侵蚀作用改造的年轻断层很有意义。Dawers 等对中加利福尼亚断层错断凝灰岩的研究表明，长度大约数千米分布范围的正断层，在断层的端点错距为 0，在靠端点 1/3 范围内错距迅速增加，到断层中部达到最大值，错距沿断层呈弓形分布。最大断距大约是断层长度的 1%～2%(Dawers et al.，1993)(图 2-2a)。这种错距格局与理论预测、实验室研究和其他野外观测相近(Schlische et al.，1996)。对不同背景和不同类型断层的断距数据分析，可以得到断层长度和其断距之间存在可以预测的关系，但这种关系因地质背景和断层类型的不同而变化。逆断层和现代的逆断层地震，断层断距与长度具有明显线性关系，即 $D\propto\varepsilon\cdot L$，其中 D 为断距量，L 为断层长度，ε 是应变系数，介于 10^{-1}～10^{-5}之间(图 2-2b)。而有些断层的断距正比于长度的平方，即 $D\propto\varepsilon\cdot L^2$。目前还没有

一个统一的模型能够广泛适应断距与长度之间的关系，但研究资料表明，在均匀岩性条件下，断距与长度之间关系的通用形式为 $D \propto \varepsilon \cdot L^n$(Scholz，1990)。

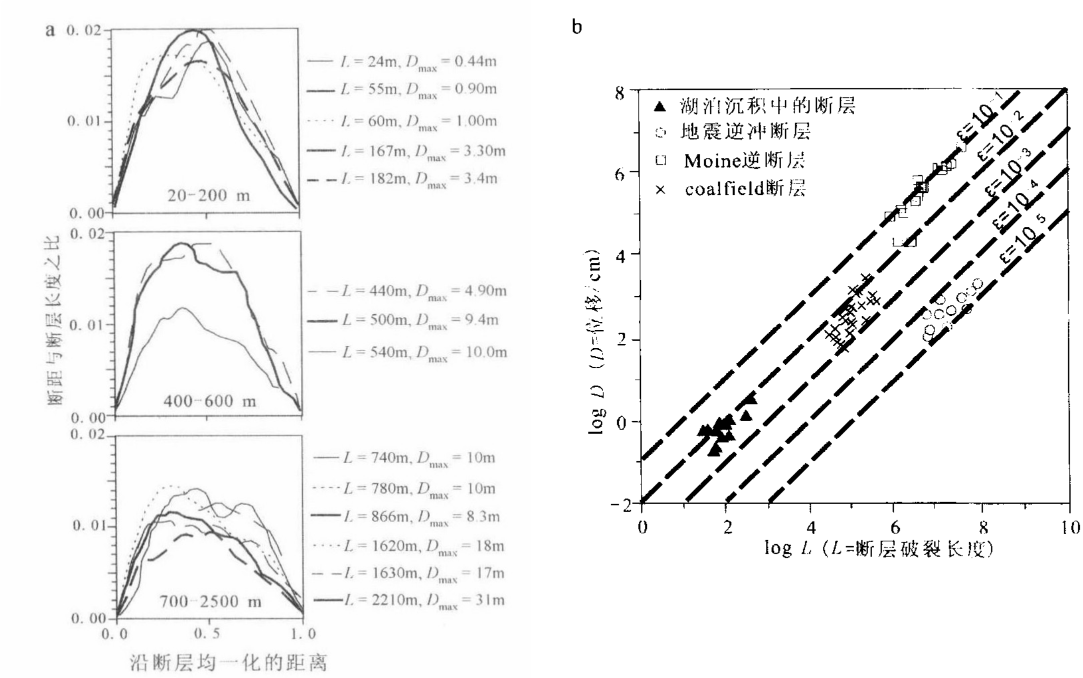


图 2-2 断层长度与断距的关系(Scholz,1990)

如果测量的错距是重复的地震破裂结果，这些数据说明断层确实随着错距的增大而变长，即经过长时间间隔和多次地震事件，断层必然随时间在增长。当一个长数千米破裂面是多次地震作用所致，而且地震在某一段重复破裂，也有近似的位移量，就可以进行建模和预测。

二、断层的生长和连接

在多条活动断层分布地区，每条断层延伸将会发生以下两种情况：几个小断层各自生长而连接起来，或者它们保持单条断层简单伸长发展，但没有连接起来。

当单条断层向两端生长，断层随时间不断加长，并且积累更多的位移量，沿断层的断距分布具有典型的弓形特征，断距随着断层的生长逐渐增加(图 2-3a)。

在多条断层段中以某一条断层生长，相邻两断层端部之间的距离小于或等于断层破裂长度时，两断层将连接起来，整个断层的长度迅速增加，但断层的断距相对增加较少，断层长度与错距的比例关系发生变化。随着时间延长，在原来端部只表现很小的断距偏差。这时由多条断层相连的断层端部的断距增大，形成的断距与由一条断层生长形成的断距的差别不大(图 2-3b)。在同一构造沉积记录的情况下可以区别两种不同的断层生长模式。

在拉张作用下，均匀物体表面形成许多小型张性破裂或断层，随着进一步拉张，这些破裂或断层向两端增长，垂直断距也加大，其中一些与相邻的增长断层相遇并连接起来，产生一个较长的断层，容纳更大的断距。由于规模大的断层接纳了变形物体中的所有应

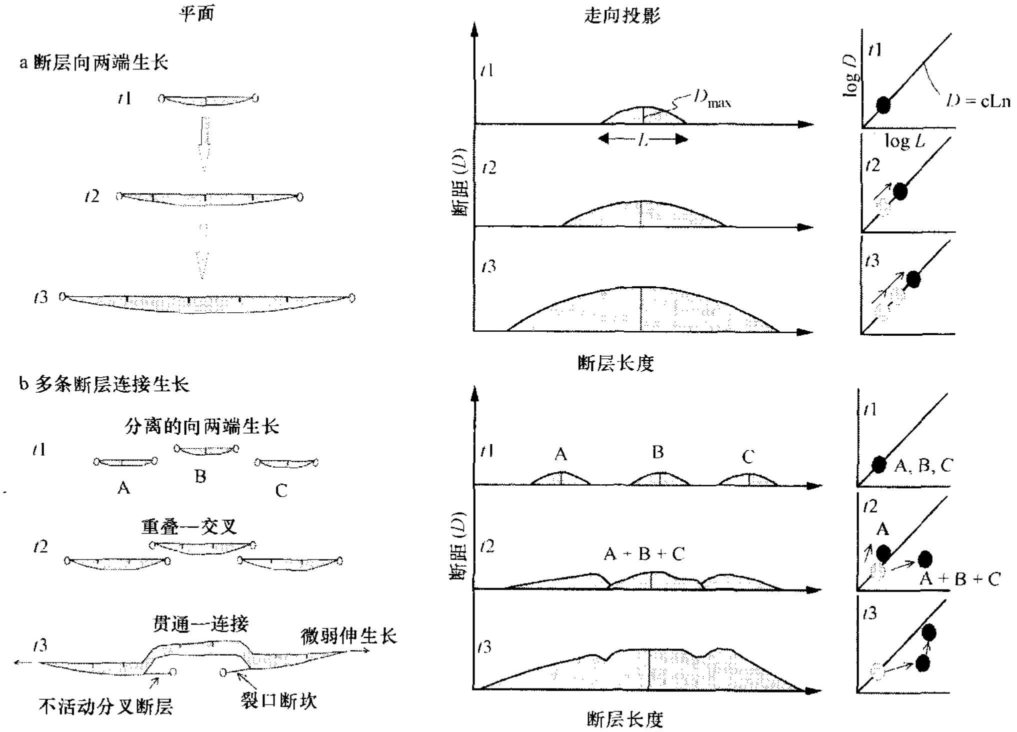


图 2-3 两种断层生长模式(Cartwright et al., 1995)

变,使原来形成的未连接的小断层不再活动,最终,大的断层段连接成贯通的主断层,其他断层则死亡(Gupta et al., 1998)。

三、多条断层之间的断距补偿

通常,两条端点不相连而呈重叠斜列的断裂带中,其中一条断层的错距减小,另一条断层的断距增加,将两条断层的断距相加,重叠部分的总滑动量不会减少(Willemse et al., 1996)。例如沿着加利福尼亚州中东部的一条 7 km 长的断层带上,有四条重叠分布断层组成的断裂带,其中还发育一些次级断层和断层陡坎(图 2-4A)。这些断层切割 0.78 Ma 的火山凝灰岩,断层东盘下降,使一些地貌面掀斜变形。将不同剖面上的所有断层的断距相加,沿着断层带形成一个宽阔弓形变形梯度带(图 2-5B)。这表明所有断层象一条单一的断层一样变形,总断距被均匀地分配到多条断层上。但是,在主断层 bc 之间断距曲线有明显的降低,在重叠部分存在明显的断距差。相反,在断层 ab 之间没有明显的断距差,因为许多小断层和断层间的掀斜完全补偿了断层端部的断距减小。

四、断层端点边界

一条规模较大的断裂带是由一系列分段断层组成,地震常发生在断层的端点附近。许多断层都能够确定断层端点段,并能划分端点边界。例如:① 一条断层的两端被另外两条与其呈大角度相交的断层相隔,使断层局限在两条断层之间,其端点与相邻两断层相交;② 两条断层呈小角度斜交,其中一条规模较小的断层与另一条规模较大的断层交汇而终止;③ 一组斜列分布的断层,断层端点附近的岩桥部位;④ 两条断层端点相接而

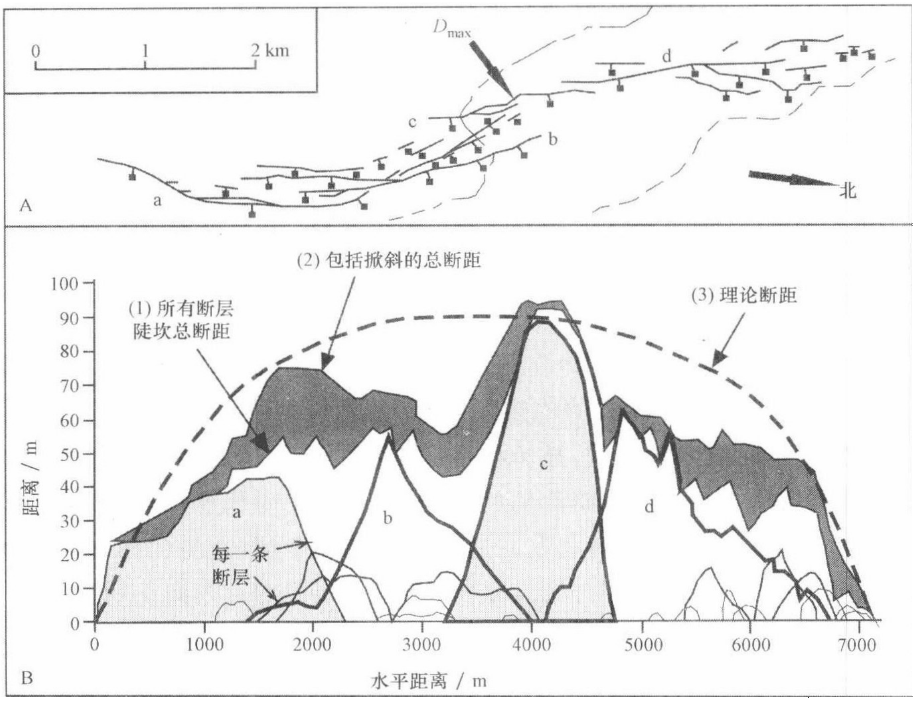


图 2-4 加利福尼亚中东部四条斜列断层(a、b、c、d)的平面分布(A)及断距补偿(B)
(Dawers and Anderson,1995;Burbank and Anderson,2001)

没有破裂的部位;⑤ 岩体阻碍使断层终止。

如果断层端点长期保持在一个位置,每一次地震整条断层都活动,则该段断层具有特征地震的性质。断层端点位置是否保持不变,还是整段断层以特征地震的形式活动,还没有完全得到确认。但是,在一些山前断层存在分段边界,而历史地震却同时在多个断层段发生破裂(Rubin, 1996)。

第三节 构造应力场

一定空间的地壳构造变形的应力分布称为构造应力场。研究构造应力场的目的在于揭示一定范围内地壳应力分布规律及其对区域构造和地貌发育的关系,进而阐明构造应力场的性质和推测可能出现的构造及地貌形成。

一、构造应力场的类型

构造应力场按空间大小分为全球应力场、区域应力场和局部应力场。全球应力场是研究全球性地壳应力活动规律及其对海洋和大陆成因的影响;区域应力场是研究较大区域构造体系及大地貌类型形成的应力状态;局部应力场是研究规模较小的构造变形单元和构造地貌形成的应力状态。构造应力场按时间分为古构造应力场、新构造应力场和现代应力场。古构造应力场是指燕山运动及其以前的构造应力场,这一时期构造应力作用所能表现的是在不同地点岩层或岩体中遗留下的永久变形和破裂形式,通过这些地质资

料，可反演当时的构造应力状态；新构造应力场是新生代以来，特别是新近纪至第四纪期间的构造应力场，新构造应力作用不仅使新生代地层明显变形，而且对地貌格局、成因与演化起重要作用，形成各种类型的构造地貌；现代构造应力场是近期构造活动形成的应力场，在岩层中不一定都有构造形迹显示，也不都能有十分明显的地貌表现，通常根据地应力、地形变、全球定位系统和地球物理等测量资料进行分析得到现代地壳应力作用状态，但在一次大地震时，地表能显示构造破裂和地貌变形。

二、构造应力场的转换与继承

在同一地区，不同时期构造应力作用的方式、方向、强度和边界条件可能不同，表现为不同时期形成的不同力学性质的构造线，即使新构造期形成的构造线沿老构造线分布，但表现为完全不同的力学性质，显示构造应力场的转换。例如山西临汾盆地西缘的罗云山活动断层系是一条具有多期活动的复杂构造带，中生代燕山运动时期，发生强烈南东—北西方向挤压，形成一系列北东向逆断层和逆掩断层；新生代构造应力场发生转换，形成区域性的南东—北西方向拉张，沿燕山期老断层发育北东向正断层。

在同一构造期，在区域应力作用下常派生一些次级构造形成局部应力而造成差异，不同规模应力场的力学性质完全相反。例如在区域挤压应力场作用下，发育一些轴面或断面与主压应力方向近于垂直的褶皱和逆断层，但在褶皱轴部，则转换为拉张作用，形成一些与主压应力方向平行的局部的拉张应力场，发育与褶皱轴向一致的断陷洼地。另一种情况是在主压应力作用下派生的次级拉张作用而形成局部拉张应力场，发育一些与主压应力方向垂直的拉张小断裂或断陷洼地。

现代构造应力场与新构造应力场有很好的继承性。用仪器观测资料计算得到的现代应力场和用地质地貌方法反演的新构造应力场基本一致，应力作用方向以及块体运动方向和速率变化都十分相似。例如，中国西部新生代以来，印度板块向北俯冲与欧亚板块碰撞，挤压块体向北和东北方向运动，运动速率由南向北递减，在南部喜马拉雅褶皱带平均运动速率为43.3 mm/a，往北到西昆仑山褶皱带降到18.1 mm/a，祁连山褶皱带只有8.3 mm/a（丁国瑜，1991）。全球定位系统观测的现代地壳运动方向亦为北北东至北东向，从南往北的平均移动速率由30 mm/a逐渐降低为14 mm/a，也是呈递减趋势（王淇等，2001）。

第四节　断层地貌

断层两盘块体沿断层面垂向倾斜滑动，断层上盘下降形成正断层，反之则为逆断层；断层两盘仅发生相对水平运动为平移断层或走滑断层。但是，自然界断层很少有完全的倾滑或走滑，许多断层具有倾滑和走滑两个方向运动性质。不同类型断层形成各种断层地貌。

一、正断层地貌

正断层的最大压应力垂直地面，偏应力方向水平，上盘相对下降，下盘相对上升。同震变形测量表明，正断层活动时，上盘下降比下盘上升要大很多，如 1983 年 Borah Peak 地震形成的断层，下盘抬升 30 cm，上盘下降 130 cm（图 2-5）。

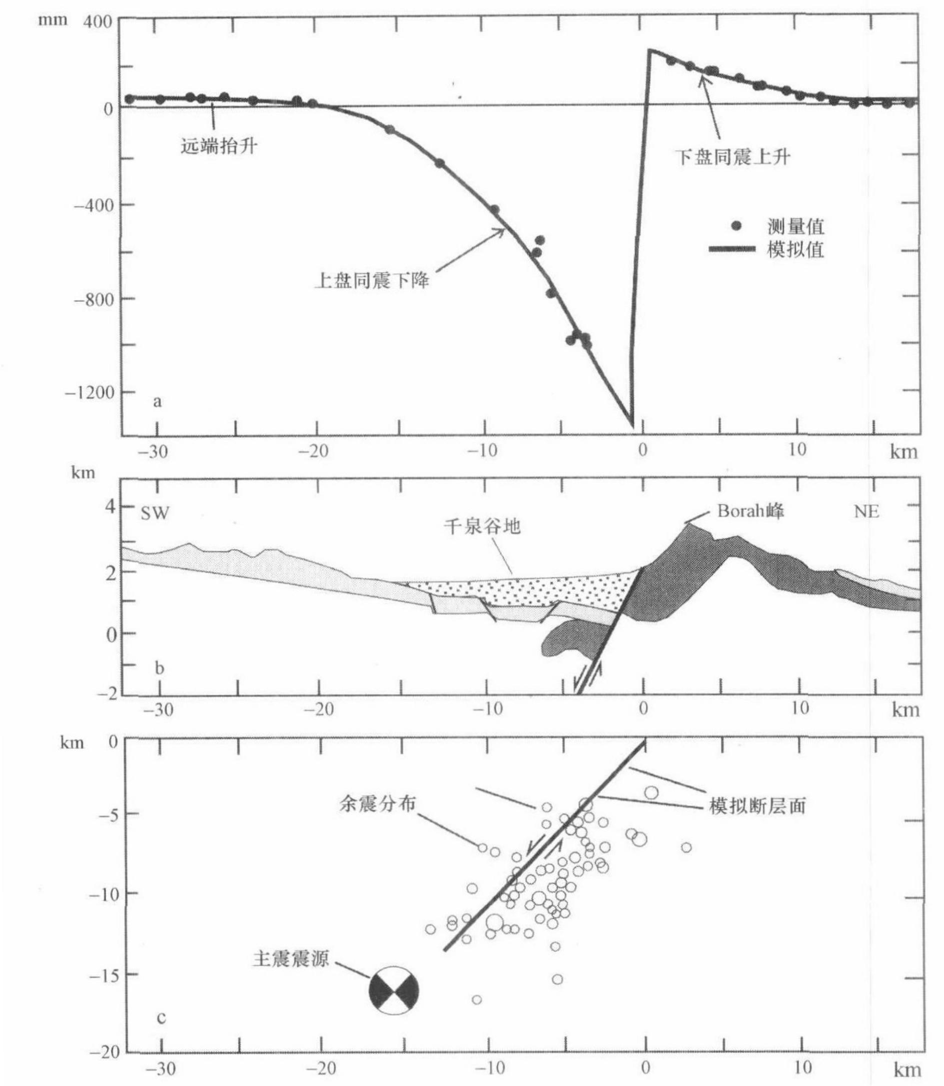


图 2-5 1983 年 Borah 峰地震正断层的同震变形（Stein et al.，1988）

a. 同震变形；b. 地质剖面；c. 余震分布

正断层在地表常形成下陷的地堑、半地堑和抬升的地垒。地堑形成盆地，接受堆积，地垒成为山地，受流水侵蚀。许多山地边缘一侧发育正断层，形成高大断层崖，另一侧和缓，没有正断层发育；或者在山地两侧发育走向一致但倾向不同的正断层，沿正断层上升的山地称为断块山地。

断层崖是新生代以来大规模正断层活动形成的地貌，高度从几十米至数百米不等，

由基岩构成。断层崖受沟谷切割破坏而成三角形的断崖，成为断层三角面。断层崖坡面在重力作用和片状流水作用下，坡度不断变缓，高度也逐渐降低。

一次地震形成的地表垂直破裂，形成正断层陡坎，陡坎倾斜方向与断层倾向一致，高度从几十厘米到数米不等，陡坎的初始高度可表示断层的垂直错移幅度。许多正断层地震陡坎往往经历多次断层活动，它的高度是多次断层活动积累的总量，由于形成时间较久，受侵蚀而高度降低。断层的多次活动在陡坎坡面上形成转折和断层陡坎坡麓堆积崩塌楔。

正断层错移使地表发生高差变化，改变断层两盘的河流侵蚀系统。上升盘的沟谷以下降盘地面为侵蚀基准面而不断溯源侵蚀，在沟谷中形成裂点和阶地，沟谷横剖面狭窄；在下降的一盘，沟谷宽浅，不断堆积从上升盘侵蚀带来的物质。

在一条正断层活动的构造带中，各条断层之间并不完全相连，但两条断层之间平行重叠，或者两断层之间不相连也不重叠。在断层之间相接的重叠部位，由于断层倾向不同，可形成不同的构造地貌类型：① 两条倾向一致且平行分布的正断层，在它们之间的重叠部位，形成倾斜的或近于水平的构造阶梯。构造阶梯的上缘和下缘陡坎都是由断层构成；② 两条走向近于平行但倾向相反的正断层，在其重叠部位形成地垒式高地和地堑式洼地；③ 当两条断层不相接也不重叠时，断层处形成陡坎，在两断层之间形成与断层倾向同方向的连续缓坡。

二、逆断层地貌

逆断层是在最大水平挤压应力作用下的地表破裂，上盘相对上升，下盘相对下降的断层，岩层水平距离缩短而增厚。逆断层以任何角度切割水平面，当与地面低角度相交时，受地形影响，可以高度弯曲。同震变形测量表明，在断层逆冲时，上盘抬升比下盘下降要大很多，变形影响的范围受断距、断层几何形态和变形岩石性质的影响。1952 年南加利福尼亚肯恩县地震（M＝7.7），总垂直断距为 100 cm，变形影响的范围从破裂面向两侧扩展各 40 km，变形量从破裂面向两侧逐渐减小（图 2-6）。

会聚板块边界形成强烈地震，上冲和俯冲板块的边界不规则，地震变形范围的面积很大。1964 年沿着阿留申俯冲带发生的阿拉斯加地震（M＝8.3）是 20 世纪北美最大的地震。沿着俯冲界面的逆冲活动引起地面变形，宽度超过 350 km，长度大约有 800 km。在阿留申海沟北断层上盘宽 200 km 的范围发生强烈的抬升，最大达 8～10 m，再往北的 150 km 的断层上盘范围内，发生 2.5 m 的下沉。造成这种情况可能是地壳载荷而发生弯曲，或者是在地震间隔时间，部分俯冲面锁闭，锁闭的两侧地壳板块保持相向运动时，部分上冲地壳向上和向下弯曲（图 2-7a），这些应变在地震时通过下降和上升而大部分恢复（图 2-7b）。

地震时，地表常形成逆断层陡坎。由于逆断层的性状不同和组成逆断层的岩性差异，逆断层陡坎有不同的形式。在坚固岩石和断层倾角较大的地区，逆断层陡坎近于直立或内倾；当逆断层角度较小，上冲盘的部分块体处于悬空状态而发生崩塌，形成崩塌陡坎，陡坎倾向与断层倾向相反，坡麓形成崩积楔；如果逆断层未出露地表，当逆断层上盘上冲时，地表松散层发生褶皱弯曲而形成褶曲陡坎。

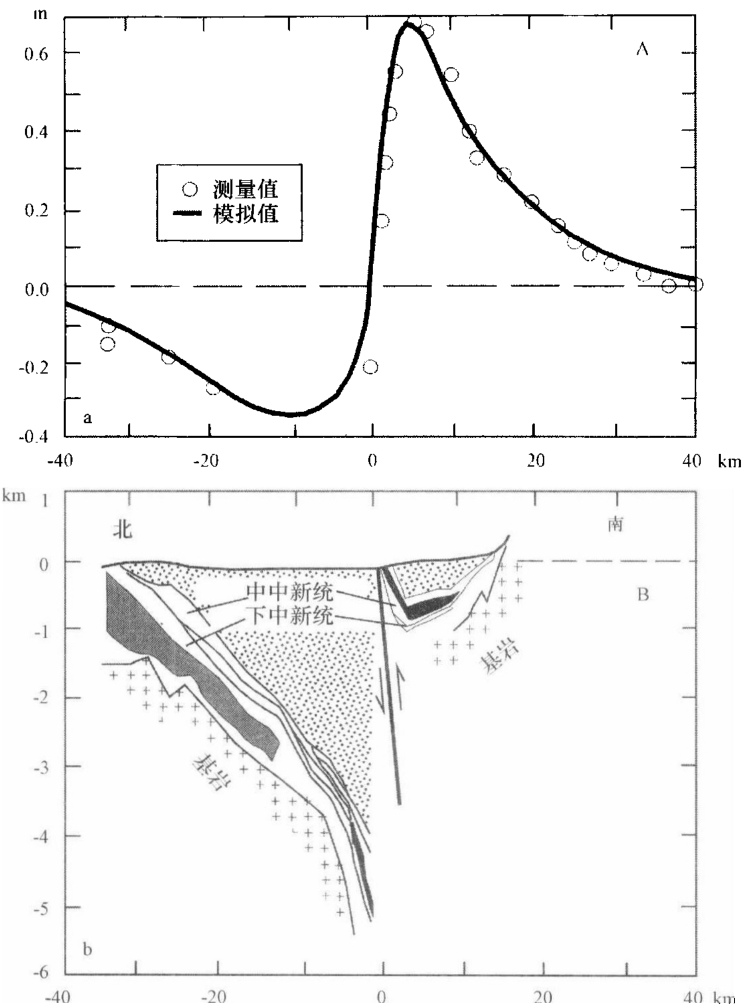


图 2-6 1952 年南加利福尼亚肯恩县地震(M=7.7)的同震变形(Stein et al. ,1988)

a. 同震变形;b. 地质剖面

三、走滑断层地貌

走滑断层地貌可分为两种类型:一种是由断层水平运动将地貌错移形成的各种错断地貌,另一种是由于断层两侧活动块体水平运动产生的局部挤压或拉张形成的派生构造地貌。

1. 断层水平运动错断地貌

地貌在形成过程中,如断层水平活动切过地貌体时,地貌将被错断变形或改变地貌发育方向而形成各种错断地貌。如河流因断层错移而改道,山嘴错移形成眉脊,冲积扇水平错移偏转,沟谷水平错移发生弯曲或错断阻塞而积水成断塞塘,被错断的沟谷下游形成断头河等。有关断层水平错断地貌的分析和实例,参阅本书有关章节。

2. 断层水平运动派生构造地貌

断层水平运动时断层两盘块体产生不同应力状态并形成相应的地貌,称为派生构造地貌。断层水平运动状态受断层两侧块体的运动方向、断层走向和排列形式以及断层附近的

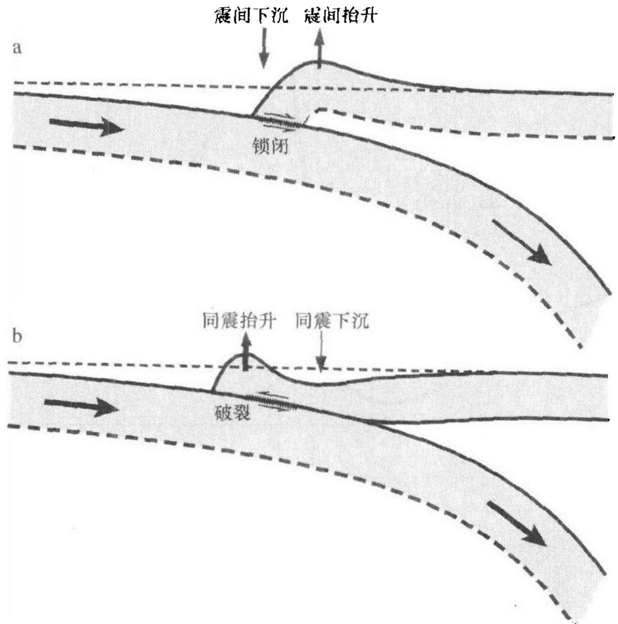


图 2-7 俯冲带与地震有关的变形模型（Keller and Pinter, 2002）

a. 地震间隔时间；b. 地震发生时间

介质等条件影响，在断层不同部位产生挤压或拉张，因而形成隆起和拗陷等派生构造地貌。

（1）斜列断层首尾相接处的派生构造地貌

一些规模较大的剪切带，它们由一系列不连续的次级断层组成，平面呈斜列分布。次级断层首尾之间的错列相接区域称为岩桥。岩桥部位的应力状态和变形特征取决相邻两条次级断层的排列形式和断层两侧块体的运动方向。断层排列分为左阶斜列和右阶斜列，断层两侧块体运动方向有左旋和右旋。当左阶斜列断层为右旋运动或右阶斜列断层为左旋运动时，岩桥区处于挤压状态，形成隆起高地并发育一些与次级断层垂直或斜交的逆断层（图 2-8a、c）；如断层呈右阶斜列为右旋运动或左阶斜列为左旋运动时，岩桥区处于拉张状态，形成正断层并断陷成洼地或小盆地（图 2-8b、d）。

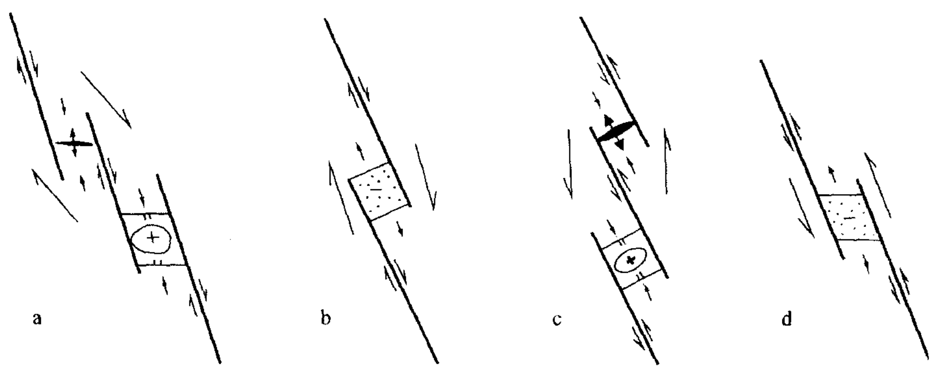


图 2-8 脆性剪切破裂带内次级破裂的斜列方式和岩桥区变形类型（根据邓起东等，1990）

a. 左阶右旋；b. 右阶右旋；c. 右阶左旋；d. 左阶左旋

岩桥区隆起高地的形态与规模除受断层运动强度和排列形式影响外，还与两断层的重叠量和隔离量有关。如平行排列两断层的间距较小，则形成长条形高地；两断层重叠量和隔离量近似，则形成边界长度近似的孤立小丘。例如阿尔金断裂带烟丹图附近两条右阶斜列的左旋断层，断层隔离量 400 m，重叠量 600 m，岩桥区形成相对高 100 m 的方形基岩小丘(图 2-9)。美国加利福尼亚南部凯奥特溪走滑断层带中的北西向右旋走滑断层呈左阶斜列，隔离量超过 1.5 km，重叠量约 700 m，岩桥区形成相对高 400 m 的长形隆起小丘，并发育一系列近东西向褶皱(图 2-10)。

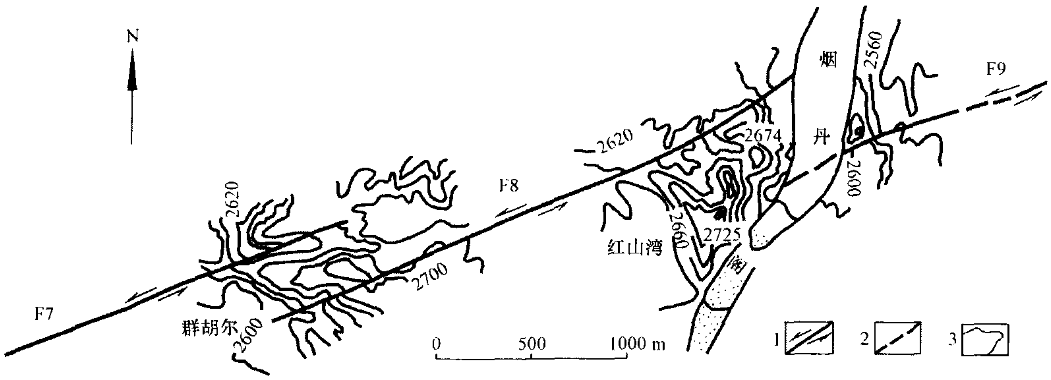


图 2-9 阿尔金断裂带烟丹图岩桥区挤压隆起平面图(根据刘光勋,1992)

1. 左旋走滑断层；2. 推断断层；3. 等高线

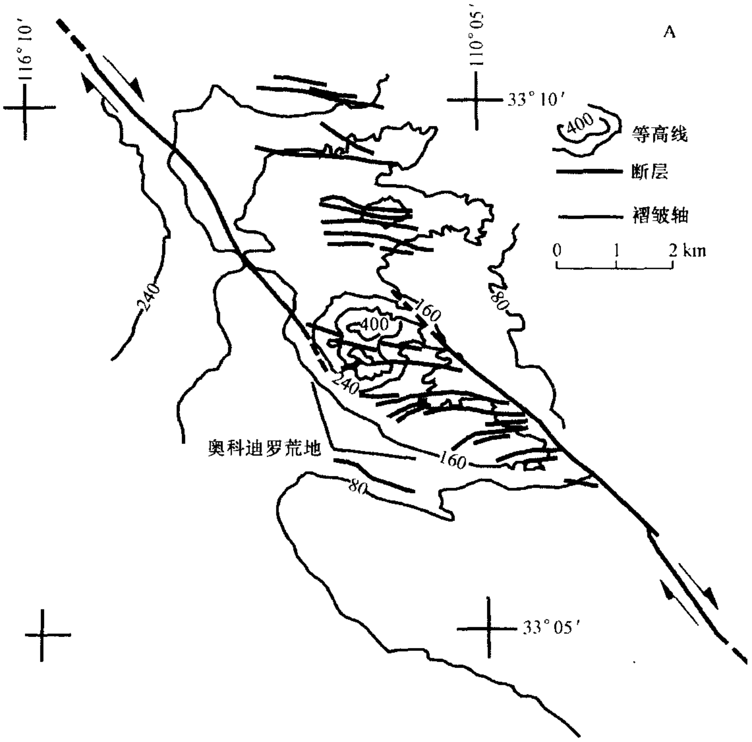


图 2-10 美国加利福尼亚州南部凯奥特溪断层带岩桥区的挤压隆起平面图(根据 Segall et al.，1980)

岩桥区断陷洼地多为矩形、菱形和梭形，洼地由一系列正断层形成阶梯状断陷。1931年8月11日新疆富蕴地震(M=8)地表破裂带中的北西向右阶斜列的右旋断层，在岩桥区形成一些断陷洼地，洼地内发育一系列阶梯状正断层，形成高达几十厘米至1米的断层陡坎(图2-11)，较大的拉分断陷区长达1500 m，最大滑动幅度超过60 m(富蕴地震断裂带，1985)。美国加利福尼亚南部的英佩里尔和布劳利两条右阶斜列的断层，由于断层右旋运动，在岩桥区拉分形成一个宽约6 km，下降约10 m的断陷洼地，洼地中部发育一个现代湖泊(图2-12)。

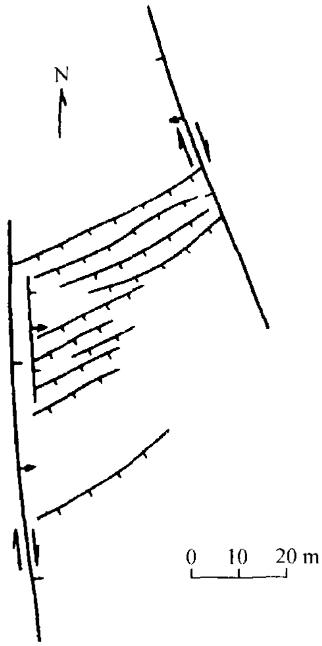


图2-11 1931年新疆富蕴地震破裂带中的拉分阶梯状陡坎(富蕴地震断裂带，1985)

(2) 断层走向转弯处的派生构造地貌

一条规模较大的断层，它的走向并不是一条直线，常呈不同方向的转弯。当断层两盘运动时，不同方向转弯段的断层水平运动应力状态也不相同，因而形成不同构造地貌特征。例如一条断层先向右转，然后再向左转，当断层右旋运动时，则在转弯段形成拉张而成断陷洼地，断层左旋运动则成挤压隆起。

如果断层一盘运动，在断层走向转弯段，由于运动速度改变而产生挤压或拉张，也可形成隆起高地和断陷洼地。四川西部鲜水河-小江断裂带是一条北北西向活动断裂带，西北段是北西向的鲜水河断裂，中段为南北向的安宁河断裂，东南段是北北西向的则木河断裂和小江断裂(图2-13)。第四纪期间，断裂带以西的川滇地块向东南方向移动，使断裂产生左旋运动，由于断裂走向与块体运动方向的交角发生变化，不同走向断裂水平运动速率发生改变，如鲜水河断裂平均运动速率为5.5 mm/a，安宁河断裂平均速率为2 mm/a，则木河断裂则为15 mm/a。因而在断裂带的转弯部位产生速度差，安宁河断裂北端与鲜水河断裂相接处的转弯段，断裂水平运动由快变慢，在断裂以西部位产生挤压作用，使更新世的昔格达层逆冲变形，在石棉至拖乌一带隆起，使曾向南流的大渡河在石棉附近转向东流，在大渡河与安宁河之间的菩萨岗形成风口式宽谷，其中堆积磨圆很好

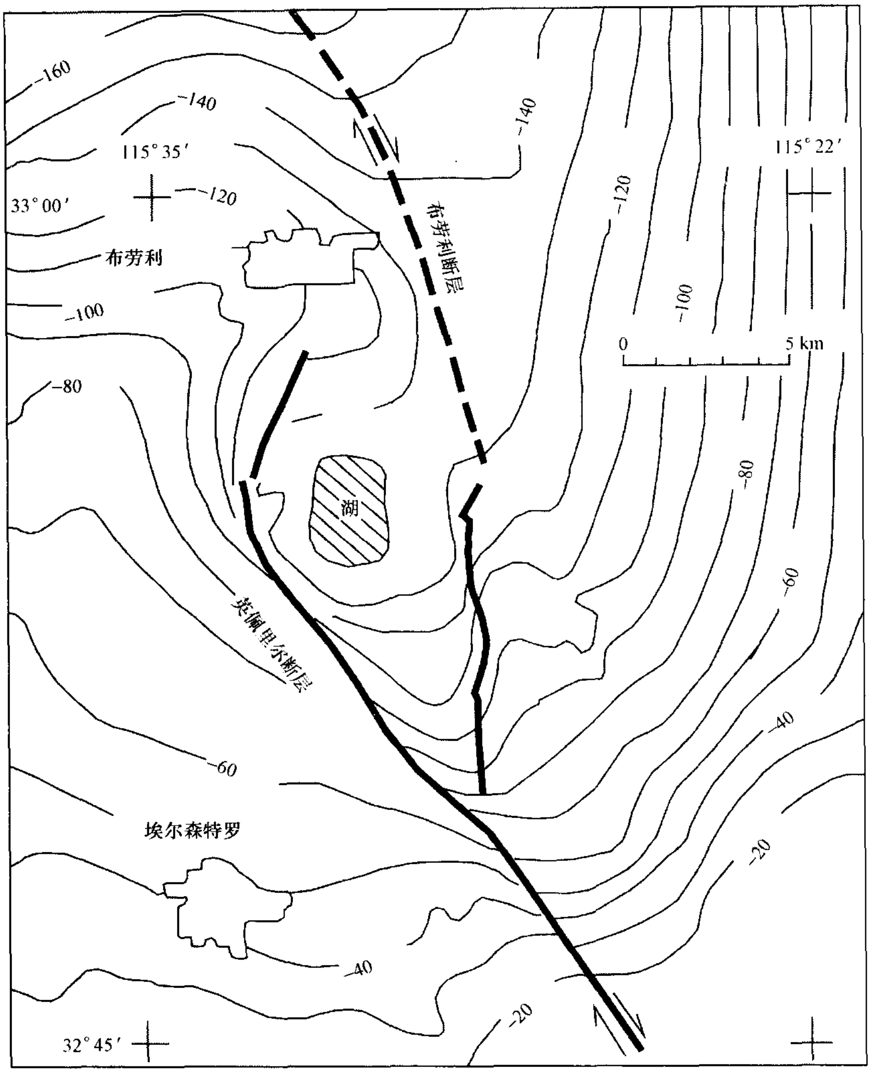


图 2-12 美国加州南部英佩里尔断裂带中的拉分盆地(根据 Segallet et al. ,1980)

的花岗岩和石灰岩河成砾石。安宁河断裂南段与则木河断裂相接处的转弯段,断层水平运动速度由慢转快,在断裂转弯部位产生拉张作用,形成断陷盆地和一些东西向的小型拉张沟谷(闻学泽等,1993)。

(3) 断层端点两侧的派生构造地貌

断层水平运动时,断层端点附近由于介质和边界条件的影响而受阻,在断层块体运动前方端点附近区域受挤压而隆起并形成横向逆断层翘起,断层块体运动后方的端点附近受拉张而拗陷,形成与走滑断层垂向和斜向的拉张正断层,发育一些小型地堑。因而在断层两侧对角处形成一对隆起区和一对拗陷区,隆起区地貌表现为台地或丘陵,拗陷区为洼地或平原。例如贺兰山西麓山前平原发育一条北北东向右旋断层,穿过断层的一些沟谷受断层活动的影响向右偏转或错断而形成断头河。在断层东盘北端受拉张作用形成山前小平原,沉积厚达 100～200 m 的第四系,南端受挤压作用而隆起,形成由第四纪砂砾石组成的山前台地,强烈切割的冲沟深达数十米;断层西盘,北端挤压为一丘陵,

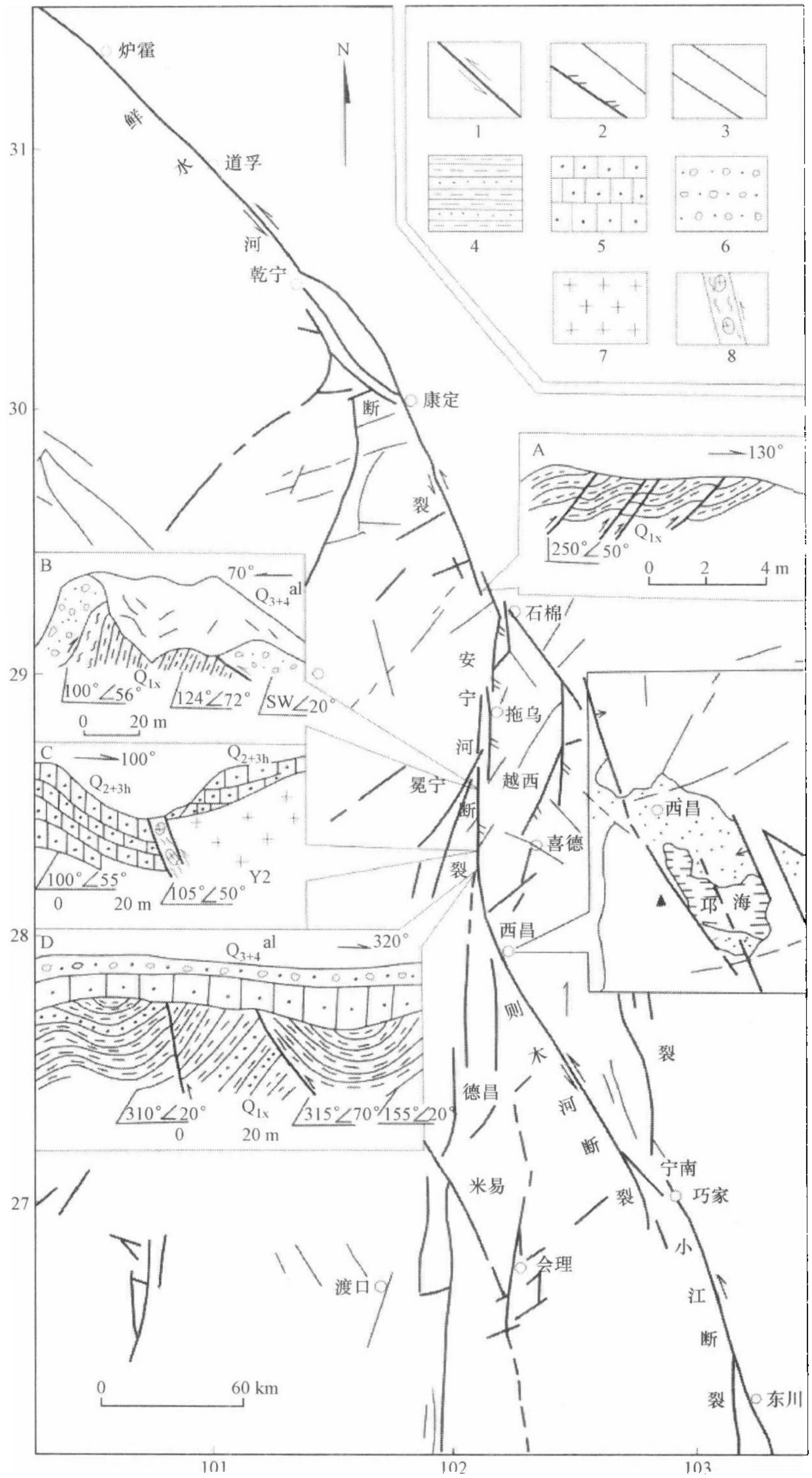


图 2-13 鲜水河-小江断裂带第四纪构造与地貌图(根据闻学泽等,1993)

1. 主干走滑断裂及运动方向;2. 逆斜冲断裂及一般断裂;3. 线性影像;4. 下更新统昔格达组地层(Q_{1X});5. 中-上更新统黄联关组(Q_{2-3H});6. 上更新统-全新统;7. 晋宁期花岗岩;8. 断裂破碎带

相对高度约数十米，出露上新世半胶结砂砾石层，微微向上拱曲成一舒缓背斜台地，南端拉张凹陷，形成第四纪沉积物充填的拗陷盆地，沉降中心的第四系厚达 220 m，形成一个小平原(图 2-14)(Li and Yang, 1997)。

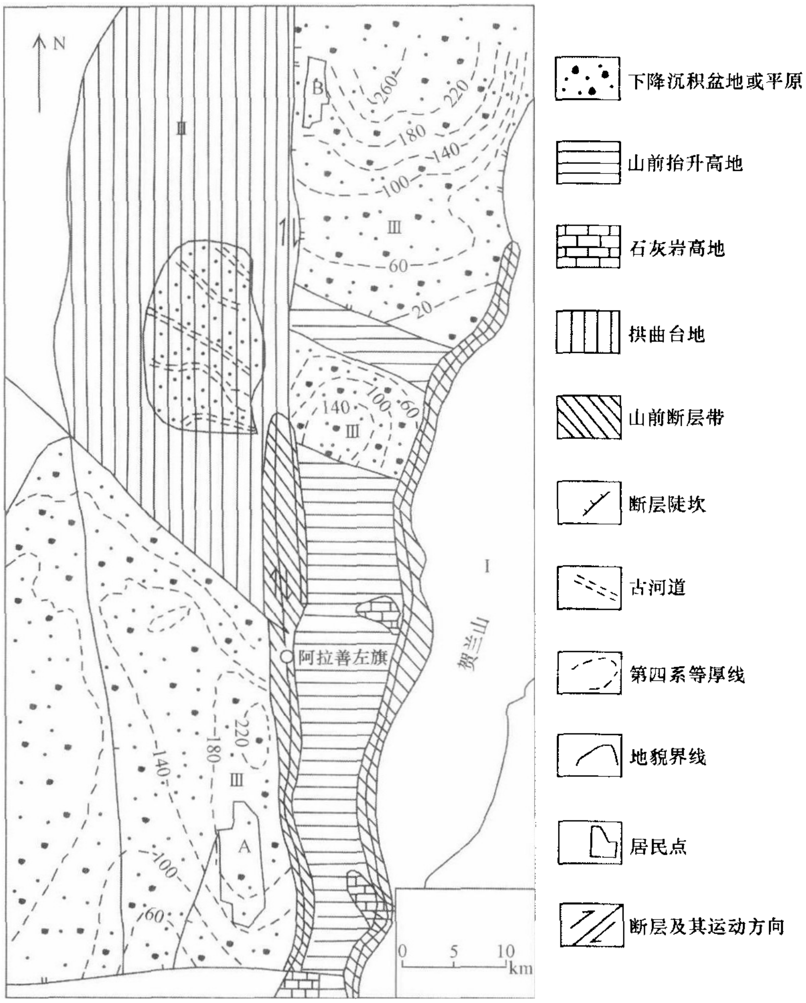


图 2-14 贺兰山西麓山前构造地貌图(Li and Yang, 1997)

(4) 断层分支部位的派生构造地貌

剪切断裂带中常发育许多次级分支断层，它们与主干断裂斜交，围成一个楔形地块。在一个右旋断层体系内，楔形地块运动前方收敛，块体受挤压形成高地(图 2-15a)；如楔形块体运动前方撒开，块体将受拉张形成洼地(图 2-15b)。

(5) 基底断裂水平活动盖层形成的派生构造地貌

基底断裂水平运动时，由于盖层岩性较软，形成一些拉张裂缝和挤压隆起。拉张裂缝在地表呈雁行斜列分布，裂缝走向与基底断裂走向斜交，挤压隆起与拉张裂缝相间分布，它们的走向近于垂直。1975 年 2 月 4 日辽宁海城地震时，地表形成由多条雁行斜列裂缝组成的北西两向地裂缝带，其中单条拉张裂缝为北东或北东东走向，在两条拉张裂缝之间为北西至北北西向挤压封闭裂缝，有些小块体的一侧冲覆到另一侧之上(图 9-1)。

上述不同力学性质的裂缝排列形式反映了基底断层为左旋运动。

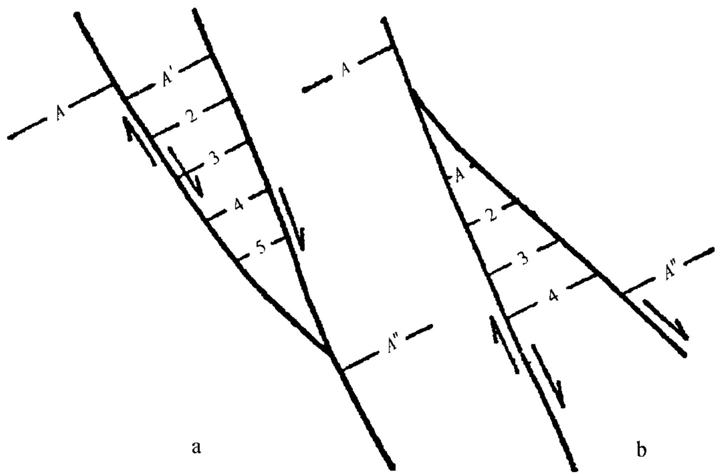


图 2-15 断层分支的楔形地块隆升和下降(Cowell, 1974)

a. 右旋断层收敛,楔形块体上升;b. 右旋断层撒开,楔形块体下降

第三章 地貌侵蚀与地壳抬升

地貌是由地壳升降和地表剥蚀—堆积过程共同作用而成。地壳升降的原因可能是地壳构造运动或地壳均衡作用，地表剥蚀—堆积作用除与地壳升降有关外，还受气候变化的影响。因而确定这些作用对构造地貌形成与发育的影响具有重要意义。

确定地壳抬升与侵蚀是构造地貌学的任务之一，涉及地貌学、地质年代学、构造地质学、地层学和高程数字模型等方面的研究。抬升速率变化与侵蚀相关的研究还涉及古气候学、大地构造学和地球化学等学科领域。目前，关于气候变化还是构造运动引起侵蚀和地貌景观的改变还存在争论。气候变化与构造运动之间的反馈作用虽早被提出，但仍然只是假设而已，许多问题还没有解决。例如全球晚新生代的造山运动加速引起了气候变化，还是气候变化引起侵蚀速率加快，并导致均衡抬升，使山峰因谷地侵蚀而高度增加(Molnar and England，1990)；许多造山带山麓的第四纪砾岩是指示构造事件或是指示气候事件(Burchfiel et al.，1999；李吉均等，1979；Liu et al.，1996；Zhang et al.，2001)；青藏高原的抬升是否加强了季风，改变了化学风化的速率和大气中 CO_2 的含量，最终引起气候变冷，发生大规模冰川作用等(Edmond，1992；Raymo and Ruddiman，1992)。这些问题还需进一步研究。

第一节 地表剥蚀和堆积过程

地表剥蚀是地表物质被搬运而离开一点或一个地区，它可以有两种不同的过程。一种是地貌侵蚀，它是岩石经过物理、化学风化之后由地貌营力搬移松散物质和被溶解物质的结果。侵蚀过程常持续而缓慢，但有时速度很快，例如滑坡和崩塌，可以瞬时发生并且规模巨大。另一种是构造剥蚀，它是强烈构造运动，形成褶皱和断层，造成大型岩石块体的快速移动。

物理和化学过程相互作用侵蚀地表。河流流水和海洋波浪的侵蚀作用，干旱区的风力作用以及高山和极地区的冻裂作用、冰川作用等物理作用使岩石遭受侵蚀。化学风化可以将岩石变为黏土，使岩石的抗崩解能力减弱。在构造活跃地区，物理作用是影响侵蚀的主要因素，化学作用只对可溶性岩石和矿物有一定影响。

由于第四纪冰期和间冰期的更替，山地流域盆地流出的沉积物通量发生不规则的周期波动。不同气候区，泥沙补给量的时间分配不同，在温带流域冰川补给的泥沙通量和

冰川作用是同步的，在干旱地区沉积通量在冰后期的早期达到峰值(Bull，1991)。

河流搬运物可分为推移质、跃移质、悬移质和溶解质。河流搬运物一部分是由河流下切侵蚀河床的物质，一部分是由谷坡的重力作用和片状流水作用带入河流中的物质。河流推移质、跃移质和悬移质通量最大值一般出现在河流大流量时期，而溶解质最高浓度则出现在河流小流量时期，并且受到季节变化的影响。对于搬运量小于搬运能力的河流，含沙量在暴雨初期快速增加，当推移质开始被搬运时达到高峰，之后尽管河流流量依然很大，但是随着搬运物的流出，含沙量将逐渐减少。悬移质和溶解质在河流纵剖面上和横剖面上的各点浓度都不同，随着河水流速的时空分布不同而发生变化。

河流搬运物质在山口或入海处发生堆积，尤其是一些含沙量较高的河流，在河口形成规模较大的三角洲。黄河大量泥沙使黄河三角洲岸线不断向海伸长，在利津以下，以宁海为顶点的面积达 5500 km^2 的三角洲，自 1855 年至 1982 年新淤陆地面积约 2610 km^2。1958 年至 1971 年间，黄河三角洲年来沙量为 116.27 亿吨，其中 43.17 亿吨输往外海，其余 73.1 亿吨堆积在陆地上或海滨地带(表 3-1)。据 1950—2005 年实测资料，黄河多年平均的年入海泥沙为 7.92 亿吨，1970 年以前为 12 亿吨。

表 3-1 黄河三角洲泥沙淤积统计表(沈玉昌，1981)

时段	来沙总量/10^8t	陆上		滨海		输往外海	
		淤积量/10^8t	占来沙总量/(%)	淤积量/10^8t	占来沙总量/(%)	淤积量/10^8t	占来沙总量/(%)
1958.10—1960.10	19.62	0.70	3.60	8.92	45.50	10.00	50.90
1964.4—1968.7	63.60	21.30	23.49	23.49	36.90	18.81	29.50
1968.7—1971.9	33.05	4.50	16.30	14.19	42.90	14.36	43.50

坡地的剥蚀过程除片状流水外，主要是大型滑坡和崩塌。大部分滑坡发生在饱水条件下，由持续的降雨或冰雪融化触发滑动，强烈地震常引起众多滑坡。一次大型滑坡能形成数亿立方米的剥蚀量，滑塌物阻塞沟谷而形成封闭的堰塞塘，堆积厚层沉积物。

第二节 地貌侵蚀速率

地貌侵蚀速率强弱取决于地壳抬升幅度和地貌外营力作用。当地壳抬升幅度大而外营力作用强时，地貌侵蚀加快；反之，则侵蚀变慢。

地貌侵蚀有局部侵蚀和区域侵蚀。局部侵蚀只代表一个点或一个小面积的侵蚀，随着时间和空间的不同会有较大变化。在地形陡峭的山地，地貌外营力作用较强，谷坡崩塌与河流下切，形成局部的快速侵蚀。尽管侵蚀速率快，但由于是小面积的侵蚀，对地壳均衡作用没有什么影响。区域性侵蚀是面积大于 1000 km^2 的侵蚀，可使地壳卸载而发生均衡作用，地壳发生大面积抬升。

一、根据地貌研究反演侵蚀速率

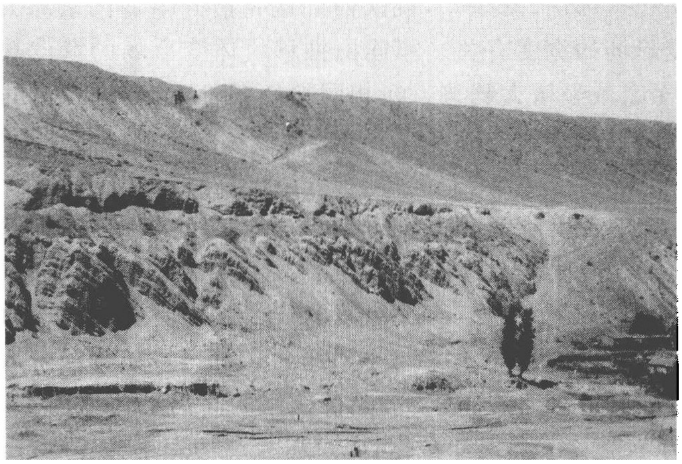
山脉中可以找到以前的夷平作用或起伏和缓地表的地貌证据，即广泛分布于山地顶

部的夷平面。它们可能是高程相近山峰，或者是未被切割的平顶孤立山顶地表面。这些地表面如果被证明在相当长的时期内，地壳处于相对稳定时形成的地面，在确定侵蚀基准面以上原始地形的体积后，再从该体积中去掉现代地形的体积就可以得到自地表面开始被切割以来侵蚀的体积。已知侵蚀开始的年代，就可估算侵蚀速率。

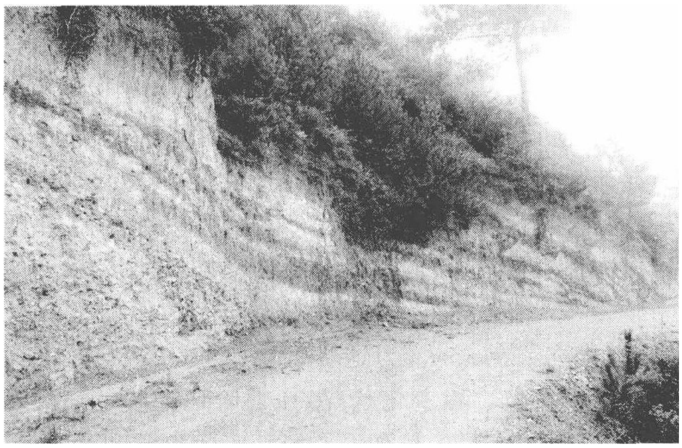
构造抬升地区，河流发生下切侵蚀，未被完全侵蚀的原始谷底部分便形成阶地面。多级阶地面可重建不同时段侵蚀切割前的地形形态，切割后的现代地形用高程数字模型进行计算，即可确定侵蚀量，再根据不同时代阶地切割开始的年代，也可计算出不同阶段侵蚀速率。

河流阶地的纵向和横向几何形状，为这种计算提供可靠的数据。阶地的高差和类型，可以确定河流的侵蚀和堆积过程变化状况；侵蚀阶地的阶地面和基座阶地的基座面的高度记录着河流下切以前的位置。基座阶地的基座面高于现代河流水位的高度，是古河床位置受到下切侵蚀的结果，河流下切形成阶地的时间已知，基岩下切的长期速率也就可以计算出来。

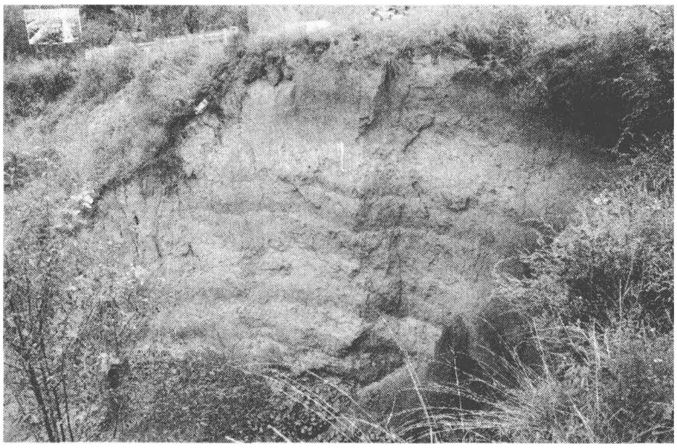
基座阶地的年代可根据阶地表面河流砾石层中保存的有机物用来测年。例如，在新疆奎屯河穿越独山子背斜处，河流第二级阶地拔河高度 35 m(照片 3-1)，阶地砾石层上部碳屑的^{14}C 年龄为 3110±40 aB. P. ，得到河流平均下切速率达 11. 25 mm/a。此外，从阶地面上覆盖黄土古土壤序列和古地磁方法，也可以得到河流下切的时间，从而获得河流下切速率。例如，兰州附近黄河最高阶地的基座面拔河 230 m，由黄土古土壤序列分析和裂变径迹测年得到阶地的年龄为 1. 48 Ma(李吉均，1993)，可得到黄河下切的速率为 0. 16 mm/a。四川金川县城附近大渡河第八级阶地基座面拔河 830 m，古地磁方法获得阶地上覆黄土古土壤底部的年龄约为 2. 0 Ma(照片 3-2)，推算第八级阶地形成后河流平均下切速率为 0. 42 mm/a；第四级阶地面拔河 337 m，其上覆盖黄土中发育相当黄土高原地区 S7 以来的古土壤序列(照片 3-3)，估算第四级阶地形成以来河流平均下切速率为 0. 48 mm/a，说明两个时间段河流平均下切速率相当，反映川西山地 2 Ma 以来的抬升速率状况。



照片 3-1 新疆奎屯河第二、三级阶地



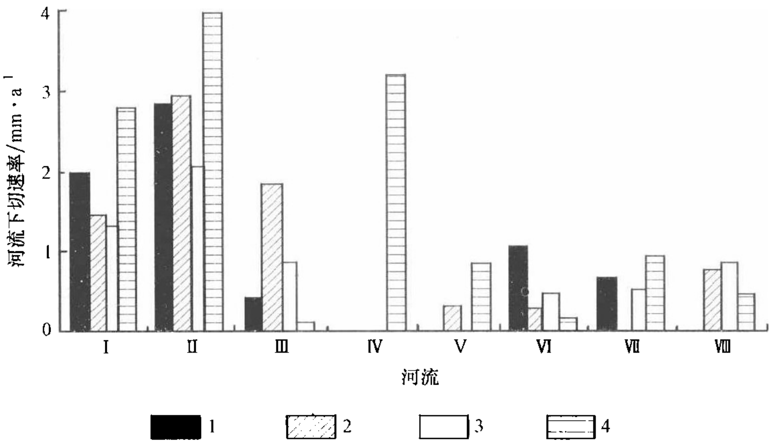
照片 3-2 四川金川县城附近大渡河第八级阶地上覆盖的黄土



照片 3-3 金川县城附近大渡河第四级阶地上覆盖的黄土

祁连山北麓 8 条规模近似的河流从 0.15 MaB.P. 以来发育的河流阶地在西部所表明的河流侵蚀速率比东部快(图 3-1),反映西部地壳抬升幅度比东部大。这种差异与祁连山北西向挤压变形场的宽度有关。祁连山推移块体变形场的宽度从西部的玉门往东南到酒泉、张掖直至武威呈增大趋势。在相同挤压条件下,变形场窄的地区水平变形量小,垂直变形量大,构造抬升速率加大;反之,变形场宽的地区垂直变形量小,构造抬升速率降低。

没有砾石层覆盖的侵蚀阶地,可以通过计算谷地表面暴露在宇宙射线之下的时间来估计自河流下切至今的时间。在这种情况下,需要假定或者证明侵蚀阶地面上没有被冲积物、坡地碎屑或持久的积雪覆盖,而阶地面本身也没有明显降低。如果侵蚀阶地面有保存良好的河流作用形成的壶穴、凹槽、磨光面,可以证明原始侵蚀阶地面没有发生明显的侵蚀下降。在巴基斯坦北部的印度河,保存完好的高出现代河面 100～200 m 基岩侵蚀阶地,根据阶地宇宙核素暴露测年数据,确定河流下切速率为 1 mm/a 到 8 mm/a 之间变化(Burbank et al.,1996)。



1. 150 kaB. P. ;2. 100 kaB. P. ;3. 70 kaB. P. ;4. 30 kaB. P.

图 3-1　祁连山北麓山地距今 15 万年至 3 万年间河流下切速率对比图(杨景春等,1998)

I. 北大河;II. 洪水坝河;III. 红山口河;IV. 马营河;V. 梨园河;VI. 东大河;VII. 西营河;VIII. 黄羊河

二、沉积物量与侵蚀速率

在下沉的堆积区,堆积由抬升区侵蚀的物质,根据堆积物的体积、侵蚀地区的面积和侵蚀持续时间等数据也可算出侵蚀区的平均侵蚀速率。流域内被侵蚀物质的体积可通过水文站观测流域输出的泥沙量,或者通过计算流域流入沉积盆地的沉积物体积获得。这些沉积物必须经过适当的密度修正换算的体积。当流域内直接测量的侵蚀速率数据很多时,可由点上的速率外推得到整个流域的侵蚀速率。如果可以测量流出一个流域的近期多年平均沉积物通量,包括溶解质,可以估计短期的平均侵蚀速率。同样,如果已知盆地中沉积物的体积和年代,且可确定没有大量泥沙外流,根据整个沉积过程中的上游流域面积,可算出流域的长期平均侵蚀速率。

发源于喜马拉雅山脉和青藏高原的河流给海洋注入大量沉积物,河流上游地区陡峭地形,持续的基岩抬升和抬升区边缘的季风雨等因素导致地表迅速剥蚀。黄河流域除上述因素外,还有特殊的地质条件,侵蚀速率高达 0.52 mm/a,而长江流域只有 0.09 mm/a。印度河和恒河流域将近 20%～40%是新生代下沉的前陆盆地,盆地中沉积大量物质,推算印度河和恒河流域上游山地的平均侵蚀速率为 0.4～0.5 mm/a,与平均侵蚀速率只有 0.04 mm/a 和 0.07 mm/a 的密西西比河和亚马孙河相比,可见现代喜马拉雅山的侵蚀速率之快。

估计固态沉积物通量最好依靠水库或封闭的沉积盆地,它们一年四季都可以阻拦和储积河流泥沙。如果堤坝上游流域面积和水库或盆地中堆积层的年龄已知,可根据填充物的体积和沉积物的密度计算流域侵蚀速率。发源于喜马拉雅山脉的印度河流入大型德尔贝拉水库,虽然该水库估计有 70 年的使用寿命,但是自从 20 世纪 70 年代运行以来水库三角洲已经扩展了 80 多千米,到达库坝附近。根据水库中的沉积速率推算上游流域有着平均 0.4 mm/a 的侵蚀速率,高出整个印度河流域的侵蚀速率 4 倍。这是因为印

度河流域面积20%的多山地区提供着在河口处测量的总侵蚀物质的80%(Milliman and Syvitski,1992)。

沟谷筑坝可提供可靠测量侵蚀速率的机会。沿着加利福尼亚的圣加比南山南翼许多河谷汇入人口密集的洛杉矶盆地,为防止洪水引起泥石流灾害,在每个峡谷出口都建造了堤坝以阻挡泥石流下泄。当岩屑池堆满时,堆积物就会被挖出运走,被运走的岩屑量即是流域的侵蚀量(Scott and Williams,1978)。陕北绥德马连沟于1931年筑坝,控制流域面积为0.2125 km^2,8年间淤积土体积为1922.56 m^3,平均每年淤积240.32 m^3,折算平均每年地面侵蚀黄土厚度为11.13 cm。1941年又在同一沟谷中筑坝,控制流域面积0.19792 km^2,5年间淤积土体积为941.40 m^3,平均每年淤积量为188.34 m^3,约合每年地面侵蚀黄土厚度约0.95 cm(罗来兴,1981)。

黄土沟谷地区发生崩塌,剥蚀沟壁,同时阻塞沟谷形成堰塞池。根据堰塞池内堆积物的体积和形成时间也可计算上游流域的侵蚀量和平均侵蚀速率。陕北靖边县的石窑沟1823年发生滑塌,形成940万 m^3 的滑塌体,并将上游8835 km^2 变成封闭流域,至1953年历时130年,淤积土体860万 m^3,平均每年淤积量为6.6万 m^3,相当于黄土地面每年侵蚀厚度0.74 cm。子洲县清河涧的一条支流1862年滑坡产生600万 m^3 的滑塌体,堵口以上流域面积为2.78 km^2,直到1953年91年共沉积了158万 m^3 的沉积物,平均每年侵蚀厚度0.62 cm。延川与清涧两县交界的井沟,1939年形成的滑塌堵塞沟谷,堵口上游流域面积为0.75 km^2,1952年冲出决口,13年间沉积83 150 m^3 的泥沙,相当每年侵蚀黄土厚度约0.85 cm(罗来兴,1981)。

三、滑坡作用与侵蚀速率

滑坡经常把山坡上的物质搬运到河谷、冰川谷底或山麓,也是侵蚀过程的一种方式。滑坡的规模和频率与侵蚀量呈正相关。把同一区域不同时间的滑坡事件记录下来,并计算滑坡体积,可估算滑坡侵蚀速率。在新西兰南阿尔卑斯山西坡,用60年间多期航空照片确定了约5000 km^2 内有7000多个滑坡的分布,每个滑坡面积约为100 m^2 到1 km^2 不等。根据滑坡长度(L)和深度(d)的关系式($d=\varepsilon L$)进行滑坡深度估算,系数 ε 可在野外调查统计确定,由航空照片上得到的滑坡空间范围就可换算成岩石体积(Hovius,1996)。南阿尔卑斯山滑坡平均侵蚀速率为9 mm/a,变化范围是5~12 mm/a(Tippett and Kamp,1993)。滑坡造成的侵蚀速率,常与基岩抬升速率和年降水量同步变化,高滑坡侵蚀速率和高降水量以及高基岩抬升速率在同一区域出现。

四、由宇宙核素方法获得长时期的侵蚀速率

基岩侵蚀速率是基岩化学或物理风化速率的函数。如果某一区域的平均风化层形成速率可以确定,并且这一区域处在比较稳定的状态,那么基岩降低的长期速率便可估计。宇宙核素的出现使基岩变为风化层的转化速率的估算更加可靠。

在裸露的持续受到侵蚀基岩小丘上,宇宙核素的浓度[CNR]是由基岩降低速率(e)决定的:

$$[\mathrm{CNR}] = \frac{P_0 z^*}{E}$$

式中，P_0代表地表的宇宙核素产生速率，E是由基岩到风化层的转化速率，z^*代表产生速率降至P_0的$1/e$时的土壤深度(一般为60 cm)(Bierman，1994)。研究显示裸露的基岩地表面以每年5～15 μm的速率降低(Small et al.，1999)。

在风化层覆盖的地区，风化层下面基岩免受宇宙射线的轰击，这样基岩面的核素产生速率会低一些。在稳定状态下，任一点的风化层的厚度(H)不变，风化层到基岩界面上的核素浓度可以用于确定由基岩到风化层的转化速率：

$$E=\frac{(P^0 e^{-\frac{H}{z^*}})z^*}{[\mathrm{CNR}]}$$

运用这种方法在文德河流域的研究发现，风化层的剥蚀速率是裸露岩丘上剥蚀速率的百分之几十，两者都位于10 μm/a的数量级(Small et al.，1999)。青藏高原地区的研究表明，西昆仑的平均侵蚀速率为12 m/Ma，可可西里北部的平均速率为15 m/Ma(孔屏，那春光，2007)。黄河黑山峡口拔河247 m的阶地的侵蚀速率为15 m/Ma(张珂，蔡剑波，2006)。

碎屑矿物颗粒中的宇宙核素浓度还可以指示整个流域的平均侵蚀速率。随着剥蚀，地下岩石会逐渐接近地表，并且受到越来越多的宇宙射线的轰击，获得宇生放射性核素浓度，该浓度是地表面剥蚀速率的函数。如果整个流域的石英颗粒在泥沙中的含量与局部侵蚀速率有关，那么估算含有大量石英碎屑颗粒的样品中的宇生放射性核素浓度可以揭示汇水盆地整体的侵蚀速率。在波多黎各大约3 km^2流域内，由河流泥沙的^{10}Be浓度计算得到40 m/Ma的平均剥蚀速率(Brown et al.，1995)。

这种方法的应用受到一定限制。因为宇宙核素的产生速率随高程增加而变大，当高度上升1700 m，宇宙核素产生的速率升高约3倍，因此，只有那些地势起伏小于几百米的流域才适用这种方法。另外，流域内的石英分布必须均一，这样所有的地点才有代表性，同一深成岩体内的流域可满足这样的条件，而多种岩性的流域就不太适合。河流沉积物的粒度与地表侵蚀过程有关，基岩滑坡的深层部位几乎不会暴露在宇宙射线之下，所以滑坡产生的粗大碎石的核素浓度比从地表慢慢侵蚀形成细粒物质低，因此需要估算不同粒级的浓度，并确定各粒级在总碎屑量中的比例。

五、根据地热梯度测算长期侵蚀速率

岩浆逐渐冷却形成岩石有两种原因：一是由于岩浆、水热和变质作用相关的热脉冲的衰减，二是由于构造上升或侵蚀作用使岩石接近地表而散热。在岩浆冷却过程中，许多矿物会超越不同放射测年系统的闭合温度(表3-2)。

表3-2 一些矿物的测年方法与闭合温度(Burbank and Anderson，2001)

矿物	测年方法	闭合温度
角闪石	K-Ar	525±25℃
白云母	K-Ar	325±25℃
黑云母	K-Ar	300±25℃

（续表）

矿物	测年方法	闭合温度
正长石	K-Ar	200±25℃
榍石	Fission-track	275±55℃
锆石	Fission-track	300±55℃
磷灰石	Fission-track	120±20℃
白云母	Rb-Sr	500±25℃
黑云母	Rb-Sr	275±25℃
独居石	U-Pb	525±25℃

例如，在^{39}Ar-^{40}Ar 测年系统里角闪石、白云母、正长石的闭合温度分别在 525℃，325℃，200℃。用^{39}Ar-^{40}Ar 法测定角闪石、白云母、正长石的年龄，可揭示岩石的冷却过程（图 3-2）。在快速冷却时期，冷却速率多为 100℃/Ma，而在慢速冷却时期冷却速率多为 10～20℃/Ma。冷却速率向现代加速发展，如果没有地质证据表明最近的构造作用加速了冷却过程，一般认为侵蚀加强是岩石迅速冷却的原因。

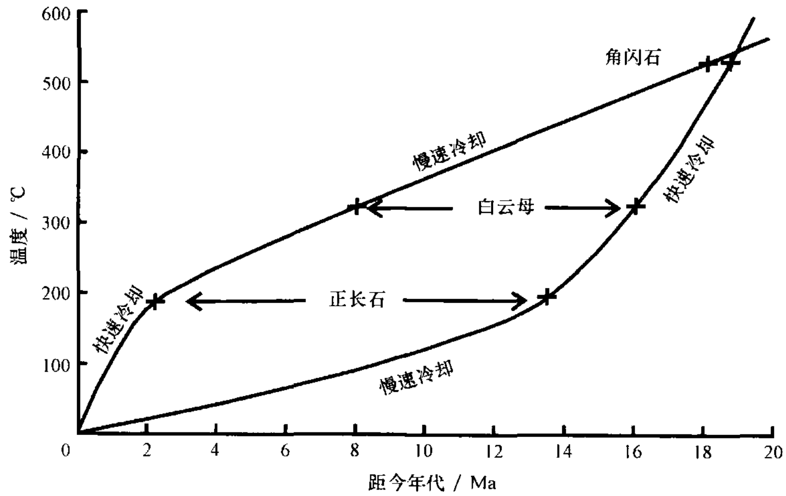


图 3-2 通过角闪石、白云母和正长石^{39}Ar-^{40}Ar 测年恢复岩石冷却过程示意图（Burbank and Anderson, 2001）

把冷却速率转化为侵蚀速率时先要确定局部地热梯度。由于局部地热梯度难以得到，最常见的做法是假定大陆地热变化率 20～30℃/km，然后在此基础上由冷却速率换算出侵蚀速率。首先，计算岩石到地表面的深度（z）：

$$z = c/(\mathrm{d}T/\mathrm{d}z)$$

c 为被测年矿物的闭合温度，$\mathrm{d}T/\mathrm{d}z$ 为地热梯度。可以估计平均侵蚀速率 E 为：

$$E = z/a$$

这里 a 为冷却到闭合温度的时间。假设地热梯度为 20～30℃/km，一块经过 2 Ma 冷却到 200℃以下的岩石可以解释为在当时有 6～10 km 深，并且经过侵蚀作用以 3～5 km/Ma（3～5 mm/a）的速率上升到地表。在迅速侵蚀的过程中地热梯度会发生变化。岩石的上升会使热量向上传送，地热梯度将变得更大。关于迅速侵蚀与冷却过程中等温线扭曲的

理论模型表明,侵蚀速率超过 5 mm/a 时地热梯度可以达到 60～100℃/km(Craw et al.,1994;Mancktelow and Grasemann,1997;Stüwe et al.,1994)。冷却过程中局部地热梯度的变化使由放射测年数据推演侵蚀速率有很大的不确定性。尽管如此,由多种矿物获得的放射测年数据仍可以获得剥蚀速率的显著变化,对确定百万年尺度的平均侵蚀速率是有效途径。

第三节 地壳抬升的幅度、速率和均衡作用

地壳抬升的构造过程使地壳增厚和弯曲,以及地壳和地幔密度分布发生变化。地表某一点的岩石抬升和地表面抬升是以大地水准面或平均海平面作为参照系。在一个局部参照系内,一个或一些点相对于其他点发生相对抬升,如背斜轴部的岩石相对两翼发生抬升。变形的地貌面和沉积面为相对抬升提供了证据。

一、地壳抬升幅度和速率的估算

地壳抬升量是平均地形抬升总量中减去物质卸载而引起的均衡上升部分。地形抬升量是现代地形高度和变形前的地表面的高度差、原始地表面被侵蚀的物质厚度以及海平面变化等数量的代数和(图 3-3)。

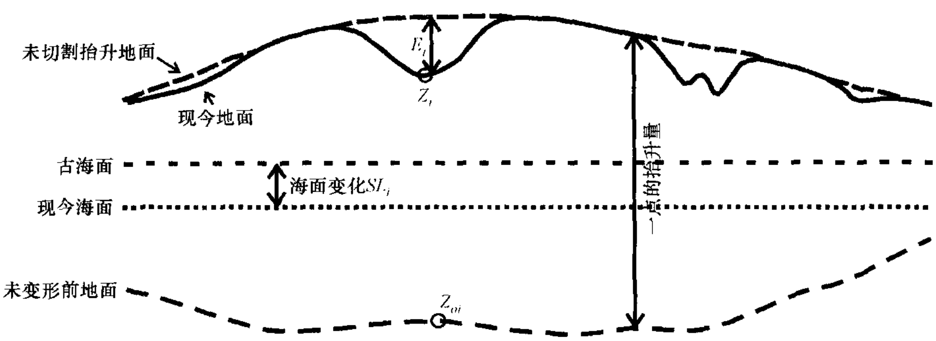


图 3-3 与构造抬升量有关的变量(Burbank and Anderson, 2001)

可以用下式表示任一点 i 地形抬升总量 U_i。

$$U_i = (Z_i - Z_{oi}) + E_i + SL_i$$

式中,Z_i为现代地形高度,Z_{oi}为原始地形高度,E_i为被侵蚀物质的厚度,SL_i为抬升开始到现在海平面的变化(海平面上升为负下降为正)。

地形抬升总量可以表示为构造抬升部分与均衡抬升部分的和:

$$U_i = U_{ti} + U_{ei}$$

在点 i,U_{ti}为构造抬升部分,U_{ei}为均衡抬升部分,t 为变形的时间,i 点的构造抬升速率是:

$$U_{ti}/t = [(Z_i - Z_{oi}) + E_i - U_{ei} + SL_i]/t$$

根据山脉中一系列点的平均构造抬升速率可以确定整个山脉的构造抬升平均速率。需要注意的是收集数据的范围一定要足够大,以至这个范围里侵蚀造成的物质损失可以

引起均衡抬升。

海滨阶地是证明地壳抬升的经典方法之一。假定海平面相对稳定,已知海滨阶地年代和高程,则可计算地壳抬升速率。对比同一剖面的不同时代的多级海滨阶地可以确定地壳抬升速率随时间变化状况,区域性海滨阶地研究可以提出二维和三维的抬升模式(Chappell,1974)。在抬升速率很快的新西兰南岛,位于岬角海滨阶地上的磨圆海滨砾石已高出当前海面 1000 m,这是过去海蚀平台残留物的证据(Bull and Cooper,1986),可以作为地壳相对上升的幅度。如取得台地面的年代则可得到相对抬升速率。

河流阶地也是确定地壳抬升的重要地貌面。河流阶地是河流下切侵蚀谷底的残留部分,阶地纵剖面就是过去的河流纵剖面。假设现在河流纵剖面坡度和古河流纵剖面坡度近似,而且终极侵蚀基准面的变幅小于构造抬升幅度,那么重建古河流纵剖面并与现代河流纵剖面比较则可获得地壳构造抬升的幅度。

通常随着河流下切,阶地会逐渐被侵蚀,只有当河流的侧蚀范围尚未达到谷坡位置,或者是谷底被熔岩覆盖,阶地才得以保存下来。在加利福尼亚的内华达山脉,中新世的熔岩从高山谷里流出并覆盖在过去的河床上,因为火山岩比周围其他岩石更耐侵蚀,高出现代谷底之上的火山岩和其下的阶地被保留,据此可确定从山地流出的河流的古剖面。根据熔岩年代和现代河流纵剖面的坡度,可以得到熔岩流侵占河谷以来地壳差异抬升量和抬升速率(Huber,1981)。

从已知不同时期阶地高程和年代来推算地壳构造抬升幅度和速率需要注意两个问题:① 河流下切滞后于构造上升,因而河流下切幅度一般小于地壳抬升幅度,只有当地壳在长期稳定状况下,河流下切侵蚀达到均衡状态时,这时的河流下切深度才接近或达到地壳上升幅度;② 气候、岩性和植被对河流下切侵蚀有一定影响,目前还不能区分在河流下切侵蚀过程中构造上升和其他因素的影响各占多少比例,因而推算的地壳构造上升量和速率是相对的。只有在气候、岩性和植被等相似条件下,同一时期的规模相等的各条河流的下切侵蚀速率有较大差异,才可能认为是构造作用所致。

沉积地层的高度变化也是判断地壳抬升幅度的标志之一。海岸带的沉积物通常由海向陆逐渐过渡,由滨海沉积、河口沉积和泛滥平原沉积等组成,沉积层的倾角很小,这一部分地层的原始高度接近海平面,可以海面为参考系进行地形高度变化分析。

在内陆区的山脉构造抬升量和速率数据并不多,主要原因之一是抬升前的原始地貌面高程不能有效确定,目前多根据山地抬升对自然环境变化来确定山脉抬升高度。例如在季风气候区,山地抬升到一定高度时阻挡潮湿气流而使之上升,在山脉迎风坡形成降雨,山脉背风坡形成雨影区,气候变得干燥。根据雨影区形成的时间,推断当时山脉的原始高度。因为雨影区的形成取决潮湿气流的运行高度、强度和流向等许多条件,山脉上升到多大高度才能形成雨影区并没有定论,因而对雨影区形成的高度只是一个估计数值。美国加利福尼亚西部的中新世干燥化虽认为是由于内华达山脉的抬升阻截了来自太平洋的潮湿气流而成(Smith et al.,1992),但山脉上升多高使气候发生变化尚无法确定。

另外,可根据动植物化石所在地的环境变化进行地形高度分析。大气温度随高度增加而降低,大约为 6.5℃/km。一个地区构造抬升而温度降低会使一些对温度敏感的动

植物向较低的地方迁移。根据与动植物化石类似的现代动植物群所在高度来确定动植物化石原始所在地的高程。但该方法有一些不确定因素,如许多动植物有相当宽的温度适应范围,在陆地环境中存留的化石较少,而且分布在较宽的古温度范围内,因而无法确定较为准确的原始高度。此外,把古植物化石群落和现代植物群落进行比较,需要考虑到植物为适应环境改变而进化,还要考虑到全球气候变化的影响等(Wolfe et al.,1998)。

还有一种方法是利用山脉迎风坡降雨时,雨水中的同位素组成变化来确定山地原始高度。山脉高处雨水中的$^{18}O/^{16}O$值比低处小,与地表水达到平衡的植物和动物以及矿物可反映它们吸取同位素组分,因此可以保留同位素信号的变化记录。植物群和动物群的同位素组成在强烈降水山地两侧的不同高度是不同的,随着山地升高和分馏作用的加强,山脉两侧同位素信号会有差别。新西兰南岛同位素研究证明,过去500万年以来随着南阿尔卑斯山的升高,沿西风带驱动的暴风雨路线从西向东分馏作用有增强的现象(Chamberlain et al.,1996)。如果采集不同时段的多个样品进行研究,比较山脉两侧早于或晚于山脉抬升的植物或动物中的同位素成份,也可确定山脉强烈抬升的幅度和时间,从而推算出山脉的平均抬升速率。

二、地壳抬升与均衡作用

固体地壳在熔融状态的地幔之上好似木块浮在水面一样,地壳厚的地方,突出地表愈高,插入下部愈深,反之,地壳薄的地方,插入下部地幔愈浅,地表相对较低。地表的剥蚀作用和堆积作用可使地表物质亏损和盈余。在剥蚀作用强盛地区,地表卸荷,为保持平衡,地壳便发生反弹升高;在堆积地区,地壳载荷而下沉。地壳均衡作用形成的地表升高和降低常和构造运动形成的地面升降交织在一起,而且又相互作用。

假定地壳密度和地幔密度都是均等的,宽广的地表面如果被平均侵蚀100 m厚的岩石,地壳将反弹85 m,地表面平均降低15 m。如果地壳构造上升,地表面升高,导致地壳增厚,将发生均衡下沉作用,结果地面升高幅度只有地壳厚度增量的1/6左右(Burbank and Anderson, 2001)。

根据内蒙古大青山新生代山峰面分布、阶地变形和山前盆地沉积物厚度等资料,计算大青山剥蚀量和地壳均衡隆起量,被剥蚀掉的平均高度达3310 m,而地壳均衡隆起高度为2910 m,均衡隆起量不足以补偿剥蚀量,因而山体高度降低了400 m(程绍平等,2000)。

在巴布亚新几内亚,一个只有轻微剥蚀的碳酸盐地面刚从海底深处抬升上来。有孔虫组合可以估计这些碳酸盐的沉积深度和沉积时间,即原始高度和变形持续时间。古沉积地面从3 km深的水下抬升至海拔2 km的高度,并且原始地表面的大部分都保留下来,这样就可重建侵蚀之前的地表面,从而得到被侵蚀物质量,并算出相对于这部分物质卸载的均衡抬升量。在过去的2～3 Ma构造抬升平均速率为1～2 mm/a,侵蚀引起的均衡补偿和海面升降影响约占构造抬升速率的10%左右(Abbott et al.,1997)。

构造盆地中沉积相的分布常和构造抬升和侵蚀引起的均衡抬升有关。构造抬升和侵蚀引起的均衡抬升都可以使局部地表升高。构造隆起地壳增厚,山前盆地大幅度下沉,粗沉积物迅速地堆积在山麓附近,形成向山地方向增厚的沉积体。盆地中发育平行

于山地的纵向河流，从山地流出的横向河流在离山前不远的地方与纵向干流汇合后沿着平行于山体的方向流动。如果环境变化到侵蚀作用超过构造增厚作用，地壳变薄，那么山地物质减少会导致在前陆盆地附近均衡抬升（图 3-4），在前陆盆地附近发生侵蚀，粗粒沉积物则经过前陆盆地向远端伸展（Heller et al. ,1988）。横向河流几乎流经整个前陆盆地才与纵向河流汇合，而纵向河流因抬升作用被推到盆地另一侧。

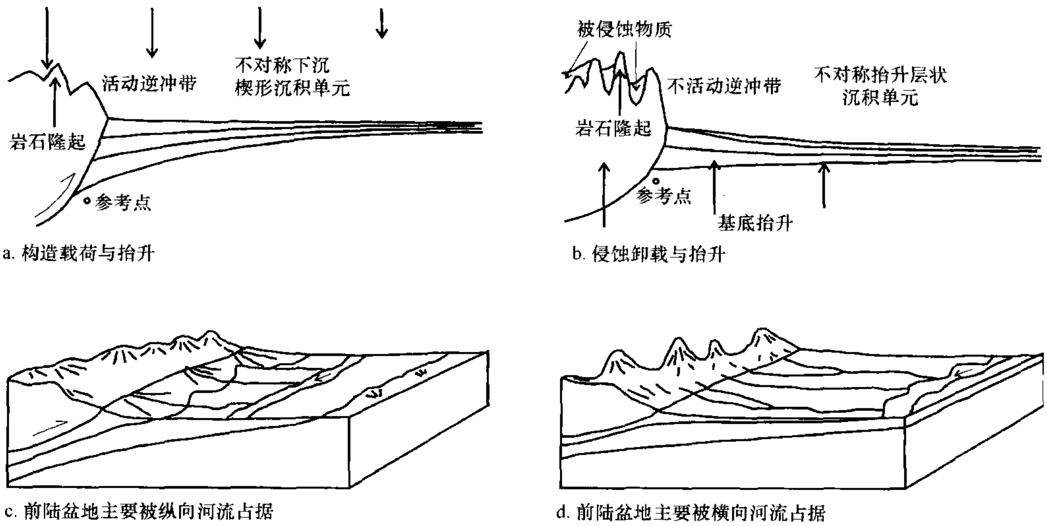


图 3-4 构造加载和侵蚀卸载对前陆盆地的影响(Burbank and Anderson, 2001)

喜马拉雅山前陆盆地的发育经历了上述两个阶段。在中新世，粗粒的地层位于山前而纵向河流位于前陆盆地中部；到了第四纪，山地前陆盆地中部主要是来源于山地洪积物，而 200 km 长的横向河流则流经整个前陆盆地。这些沉积和地貌现象指示地壳变厚和变薄之间的相对平衡在过去几百万年中发生的变化，山峰的升高可能是地壳厚度整体侵蚀减小造成的均衡抬升的结果（Burbank，1992）。

第四章　河流构造地貌

河流地貌是地表水流的侵蚀、搬运和堆积作用形成的，河流作用的强弱除受气候、河流水量变化和岩性抗蚀强度影响外，还受构造运动的控制。构造活动可使已形成的地貌体变形和错移，也可使正在形成中的地貌发生变异。这些受构造活动作用影响而变形的河流地貌称为河流构造地貌，包括与构造作用有关的变形，河漫滩地貌和沉积特征，河流阶地变形以及河系演变等。

第一节　构造运动与河床变形

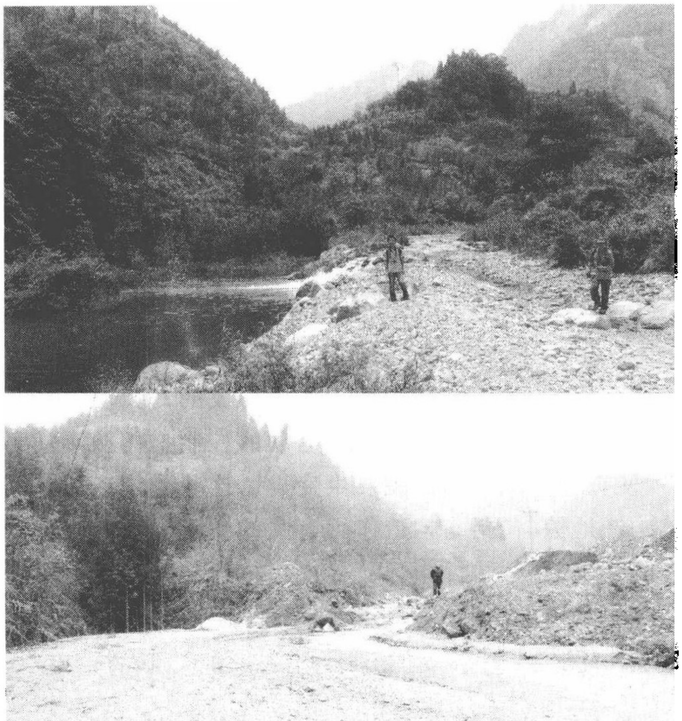
一、河床纵剖面的构造变形

河床是河流平水期水流占据谷底的低凹部分。从河源到河口不同河段的河床最低点的连线称为河床纵剖面。河床中水流的侵蚀、搬运和堆积作用有自动调节功能。气候变化、构造运动、侵蚀基准面升降和物质组成等对河床纵剖面形态都有影响，使河床纵剖面发生变化，其中构造活动对河床纵剖面形态的影响最为明显。当活动断层与河流相交使上游段上升，下游段下降，在构造运动方向转换的地段，河床纵剖面坡度比正常坡度要陡，水流速度加快，侵蚀加强，河床下切并不断溯源侵蚀，河床中形成裂点（照片 4-1），纵剖面呈波折形。裂点以上的河床上升河段，沉积物厚度较小，河床相沉积以较大砾石为主；在下降河段，河床比降减小，水流速度减慢，堆积作用加强，河床相沉积物粒度以砂砾为主，而且厚度增大超过正常厚度，河床相冲积物成层叠加（照片 4-2）。

在一定范围内的一些河流裂点如能连接起来并延伸数十千米甚至上百千米，称为河床构造变形带。平原区由于地表有松散沉积物覆盖，基底断层活动形成的裂点没有山地河流明显，如将不同河流的变形段相连而成带状分布，则是基底断层活动的表现。

断层活动在河床中形成裂点后，由于河床水流溯源侵蚀，裂点不断向上游方向迁移而远离裂点原先形成的位置，因而时代久远的大河裂点附近都没有断层分布。例如黄河壶口瀑布虽是一个规模很大的裂点，在裂点附近并没有相应的活动断裂，但在它的下游约 65 km 处的禹门口有一条大型韩城活动断裂与黄河相交，晚更新世该断裂活动使龙门山地抬升，黄河在禹门口形成裂点并不断向上游迁移到达今天的壶口位置。

裂点迁移速度在不同地区差异较大，这与断层垂直错动幅度、气候条件、河水量大小和岩性等诸多因素有关。夏威夷玄武岩沟谷裂点的迁移速度为 2 mm/a（Seidle et al.，



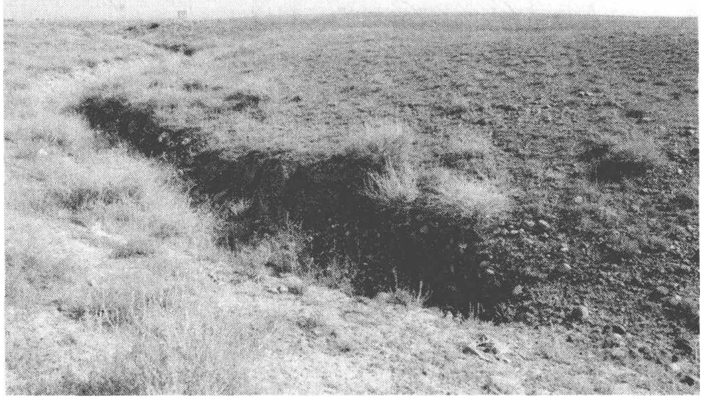
照片 4-1 2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震断层在高川乡泉水坪河床中形成裂点(高度不小于 2.6 m),并在下降盘形成断塞塘(上,张世民摄),一年后,断塞塘被淤积填满(下)



照片 4-2 汶川 8 级地震断层上升盘遭受下切,下降盘接受淤积(照片摄于震后一年半)

1994);喜马拉雅山基岩中的裂点迁移速度为 1 m/a (Burbank et al. , 1996);新西兰冲积物河流的 2 m 高的裂点在 3 个月中后退 1 km(Mosley,1984)。黄河壶口瀑布近 4000 年以来溯源侵蚀平均速度为 1.0 m/a(刘振和等,2002)。宁夏贺兰山山前冲积扇上,1739 年平罗地震形成的 0.95 米高的断层陡坎,在上升盘冲沟中发育的裂点,平均溯源侵蚀速度为 22.5 mm/a(杨景春等,1985);1927 年古浪地震断层陡坎的上升盘,在黄土沟谷中的裂点平均迁移速度为 1 m/a;新疆天山北麓独山子背斜北翼逆断层距今 3000 年的活动在上

升盘冲积物中形成的裂点已远离断层约 100 m(照片 4-3),平均后退速率约为 33 mm/a。



照片 4-3 新疆天山北麓独山子背斜北翼逆断层活动在上升盘冲积物中形成的裂点

断层多次活动在沟床中可形成多级裂点,因此,沟谷中的裂点数目反映断层活动次数。宁夏贺兰山山前冲积扇上有一条北北东向的全新世断层,以断层下降盘地面为侵蚀基准面,在上升盘形成一系列冲沟,大多数冲沟中发育 3 级裂点,如按裂点与断层之间距离可分出 8 组(杨景春等,1985)。

活动穹隆构造地区,穿过穹隆的河流发生变形,改变河床的比降,在穹隆顶部的河段,河床比降变小甚至反向,而穹窿翼部段比降则增大。美国密西西比河通过门罗穹隆时,在穹隆顶部河床比降减小到−0.000 04,而在它的下游河床比降增大到 0.0001。此外,由于河流的规模和水量不同,河流下切量不等,通过活动穹隆的河流不仅河床发生变形,甚至河流改道。通过威金斯活动穹隆的一些河流,规模较小的河流下切侵蚀量小,没有能力保持与抬升量相当的下切而改道,中等规模的河流虽下切穿过隆起轴部,但下切量小于隆起量,纵剖面则显示微上凸形,一些大的河流侵蚀能力较强,下切侵蚀量与隆起抬升量相等,只有阶地发生变形,河床纵剖面仍保持平直状态(Schumm, 1986)。

穹隆在隆起过程中,穹窿中心与周围因抬升量的差异而形成断裂,使河床错断变形。黑海北部的克里沃罗格活动穹隆,中心部位以 8 mm/a 速率抬升,向外抬升速率逐渐减小,河流从中心流向四周呈放射状水系,一些河流通过活动断层,形成河床纵剖面构造变形带,围绕穹隆中心呈弧形分布(图 4-1)。

二、河床平面形态和构造运动

河床平面形态主要有平直型、弯曲型和分汊型等三种基本类型。不同类型的河床形态的形成与转化与河床水动力条件、河床纵向坡度和泥沙相对负载等条件有关,这些条件又受构造运动、气候变化和人为因素控制。根据室内模拟实验研究(蔡强国,1982),构造抬升而且速率增大,影响河流侵蚀作用而使河型发生改变,多汊河向少汊河转化,最后形成单一的平直河型。如河流的某一段隆起,其上游的河床则相对下降,比降减小,水流挟沙能力减弱而发生淤积,逐渐形成弯曲河型;其下游河床,因上游抬升侵蚀加强,带来大量泥沙而堆积成沙洲,河床侧蚀加强,逐渐形成分汊河型。如某一河段下降,初始时

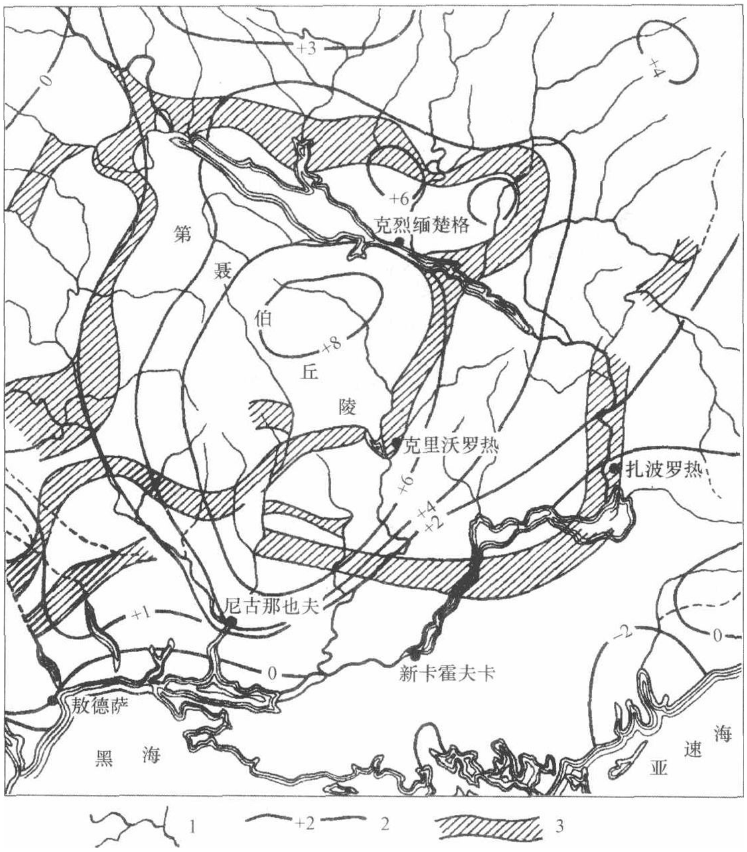


图 4-1 克里沃罗格穹窿与河床纵剖面构造变形带(根据宾里斯卡雅)

1. 河流;2. 现代地壳运动速率等值线;3. 河床纵剖面构造变形带

期,坡降降低,流速减缓,水流中多为悬浮质,河床冲淤基本平衡,这时河床也有向侧方移动的趋势,逐渐向弯曲河型发展。随着中游段的地壳下降,促使上游河床侵蚀增强,大量泥沙下泄,下降河段推移质含量增加,河床淤积并向侧方移动,形成江心滩雏形。如地壳下降速率进一步加大,上游侵蚀进一步加强,来沙量增多,河床淤积,展宽也随之增快,发育分汊型辫状河。可以看出,分汊、弯曲和平直状河床之间转换是构造运动控制河床坡度、河流水动力和沉积负载发生变化的结果。

构造运动影响河床平面形态的实例很多。例如,江汉平原地区发育北东和北西走向两组主要断裂和一些次级断裂,第四纪期间,这些断裂活动使基底构成一些隆起和凹陷断块。长江流经不同地区受不同走向断裂和升降幅度不等的断块影响,河床形态发生变化。从洪湖到白螺,黄石-富池等河段位于地壳相对上升隆起区并受断裂控制,河床较为狭窄平直;而在洪湖到燕窝,武汉-杨叶段位于地壳下沉区,河床宽阔弯曲,有心滩和牛轭湖发育,形成弯曲型河床和分汊型河床。在构造转换部位,河床发生宽窄变化,在下降的宽阔河床转变为上升的狭窄河床的河段,洪水期由于壅水作用,使泥沙淤积形成浅滩,造成河床弯曲或分汊;在狭窄河床转变为宽阔河床的河段,水流扩散,搬运能力减弱,也可使泥沙堆积形成心滩使河床分汊。在地壳大幅度倾斜下降区,河床向一侧迁移并形成曲流。例如位于江汉平原西南侧的荆江,第四纪期间江汉平原大幅下降并向南倾斜,使荆

江南移，在汛期又受洞庭湖来水的顶托，荆江比降减小，侧蚀加强，形成宽阔的自由曲流。

强烈地震区发生构造升降变形和地貌过程的改变，也可导致河流迁移和河型变化。1959 年 8 月 17 日 Hebgen 湖发生一次 7 级地震，对比地震前后的精密水准测量数据发现地面长期向西北掀斜，使 Hebgen 湖断层中段的 Madison 河与 South Fork 河形成宽度为 5～50 m、曲流波长不超过 250 m 的曲流型河流。这两条河流在冰水外冲平原上发生同一方向的逐渐迁移，迁移开始于 7000 aB. P.，总迁移距离为 1600 m，平均迁移速率为 23 cm/a(Leeder and Alexander，1987)。

地震时河岸崩塌，进入河床中的泥沙增多，河型也发生变化。1811 年 12 月—1812 年 2 月，美国密苏里新马德里连续发生三次强烈地震，震前密西西比河下游河流呈均衡状况，并有四处曲流发生截弯取直；地震后密西西比河下游河岸发生大规模崩塌，在俄亥俄河与密西西比河汇合处到阿肯色州的布莱斯维尔以下的河段有大量崩塌物进入河床，河床中泥沙增多形成浅滩和沙洲，成为一个较宽的分汊型河床(Shumm，1986)。

第二节　沟谷错断变形

断层活动位移既有垂直分量，又有水平分量，它们错断沟谷或在断层两盘形成不同的地貌表现，河床裂点就是很典型的断层垂直位移地貌现象之一。此外，断层垂直活动常在沟谷横剖面形态上有反映。上升盘沟谷下切，形成峡谷，谷坡上常发育阶地；下降盘沟谷宽浅，沟床分散而不稳定。因而在不同构造环境下，河谷横剖面形态有所不同，常用谷底宽度和相邻两侧谷肩平均高度的比值来确定河谷构造地貌特征。设谷底宽度为 W，相邻两侧从谷底到谷肩高度为 h_1 和 h_2，则有比值 $R=W/(h_1+h_2)/2=2W/h_1+h_2$。$R$ 值大表示沟谷切割较浅，反映构造稳定或下降；R 值小则是深切沟谷，表示构造上升。山西大同盆地内的一条近东西向的左旋正断层，南盘下降，北盘上升，断层活动使沟谷在断层南盘形成宽沟，R 值大于 5，断层北盘则是峡谷，R 值小于 1(图 4-2)。

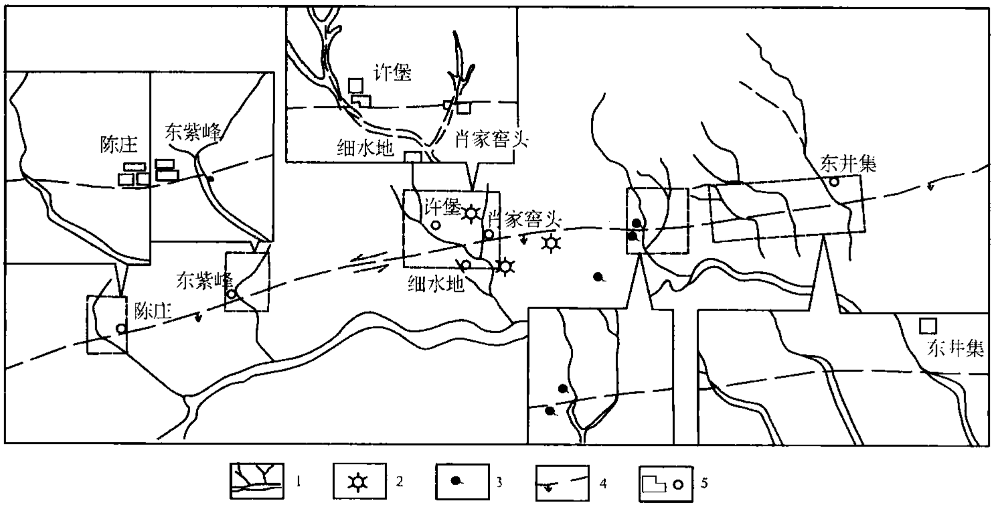


图 4-2　山西大同盆地陈庄—许堡断裂及河流地貌

1. 河道；2. 火山锥；3. 泉水；4. 断裂；5. 村镇

断层水平错动可使沟谷向一个方向转弯。一般来说，沟谷沿断裂的弯曲长度为断层水平错动幅度。由于沟谷的发育时代不同，不同时代发育的沟谷错幅不等，老冲沟形成时代久远，经历断层活动次数多，错幅大；新冲沟时间短，经历断层活动次数少，错幅小。有时在一条断裂带上的不同地段，同一时代发育的冲沟错断幅度不等，表明这条断裂带的不同地段错幅有差异。

当一次断层水平错动的幅度超过沟谷宽度时，被错断谷沟的上下游就不相连接，上游段因失去下游河段而成为断尾河，下游段因失去上游源头河段而成为断头河。在山西霍县附近的什林断层，左旋活动把汾河错断形成一段古河道，古河道位于退沙以北呈一南北向宽浅地形，上被黄土覆盖。古河道的谷底出露上新世砾岩，从其成分较为复杂、砾石颗粒较大和磨圆较好等特征分析，应是一条从北往南源远流长的大河沉积物，但从古河道往北追索到什林断层处突然中断。从古河道沉积物和古河道两侧阶地分布看，只有汾河最高一级阶地（T_7）分布，如果将断层北盘太阳山的 T_7 与古河道右侧分布的 T_7 比较，古河道被水平左旋错移约 2.5 km。由此可见，这条古河道应是在最高一级阶地（T_7）形成后的一次强烈活动形成的断头河（图 4-3）。如果断头河不断溯源侵蚀或断尾河继续向下游伸长将组成新的河系。断层再次活动，新发育的沟谷又被错断，因此，断层的多次活动，常能见到多条被废弃的断头河，相邻的两条断头河之间的距离表示一次断层水平错动的幅度。青海大通河南岸的北西向断层将谷沟左旋错断形成三条断头河，表示断层三

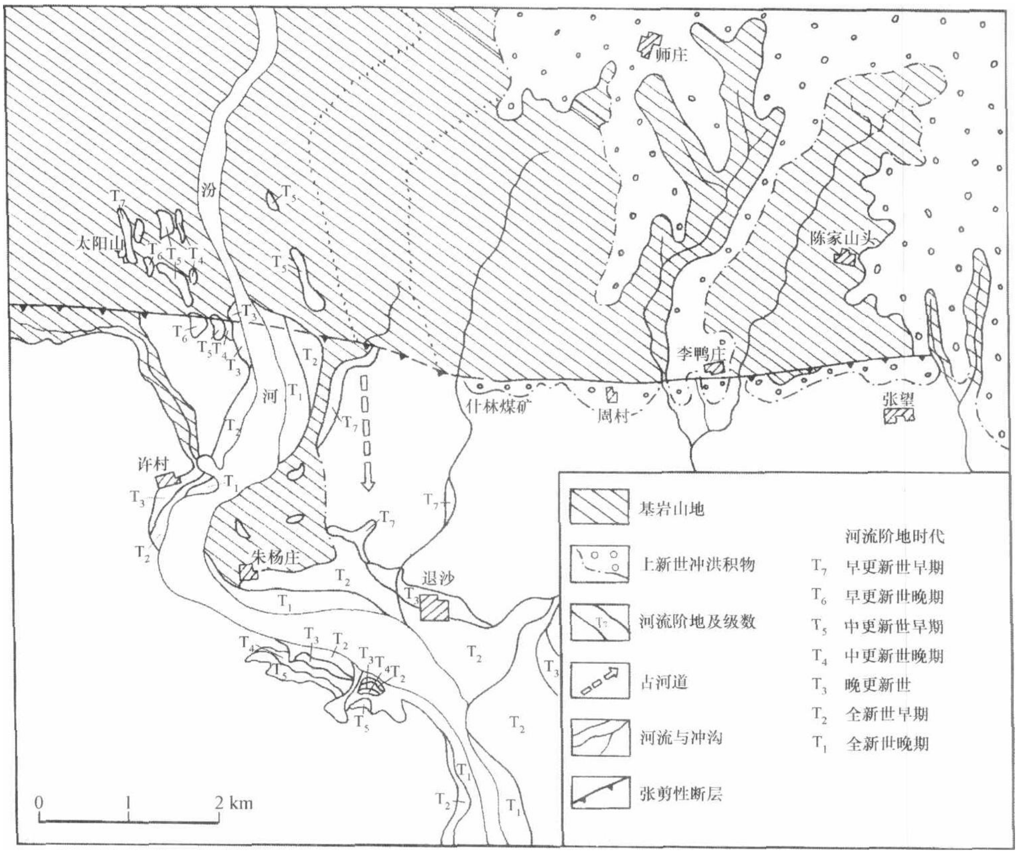


图 4-3 山西霍县什林附近构造地貌图

次活动，从每两条断头河的断距可计算每相邻两条断头河之间距离分别为 12 m、18 m 和 16 m，表示每次断层活动的错距（图 4-4）。

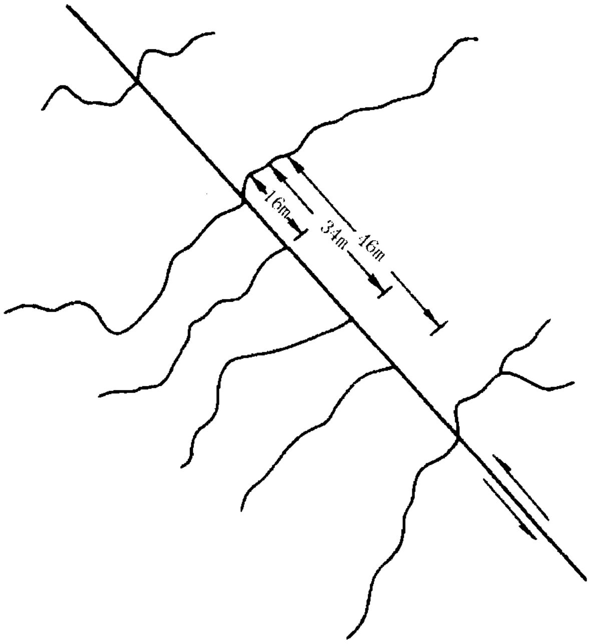
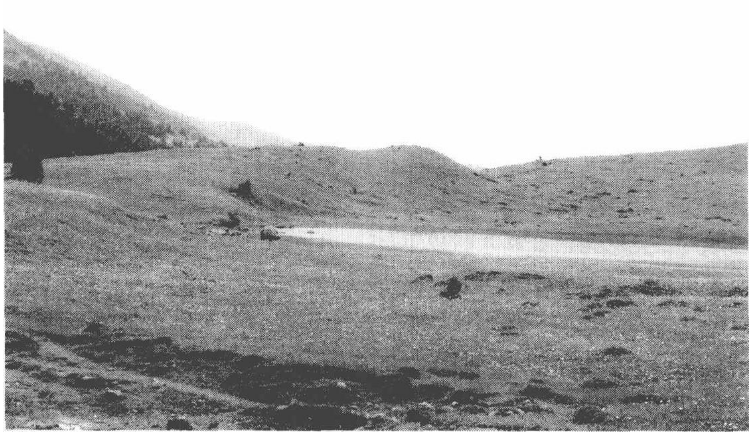


图 4-4 青海大通河南岸断层水平活动与沟谷发育

沟谷被断层错断后，在断尾河的错断端点或沟谷错断转弯处，可能积水成池，形成断塞塘（照片 4-4）。断塞塘沉积物的沉积结构垂向上表现为下粗上细的沉积韵律。断层活动初期，断层附近大量崩塌，侵蚀加强，带到断塞塘中的是粗颗粒物质，随后地壳相对稳定，侵蚀作用逐渐减弱，断塞塘中的物质较细，则在粗颗粒之上沉积细颗粒物质，因而断塞塘的沉积韵律反映了断层一次活动和其后的平静期的构造环境。如果沿断层常有多个断塞塘分布，距错断沟谷较远的断塞塘时代较早，每个断塞塘沉积中心的间隔距离，表示每次断层活动水平错距。



照片 4-4 鲜水河断裂断错洪积扇形成的断层陡坎和断塞塘（四川道孚县）（闻学泽摄）

第三节 河漫滩地貌特征和沉积结构的构造运动响应

河漫滩是洪水期被淹没、枯水期出露水面以上的河谷谷底部分。河漫滩的形成与发展是河床侧方移动和洪枯水位涨落共同作用的结果，因而形成河漫滩沉积的二元结构，即下部是河床侧方移动形成的具有斜层理的砂砾层，称河床相；上部是洪水期沉积的具有水平层理的细砂淤泥层，称河漫滩相。此外，河床侧方移动过程中，河漫滩上还形成滨河床沙坝和迂回扇等地貌。河漫滩在形成过程中的构造运动作用，对形态、结构、沉积相特征等都有影响，因此，可把反映构造运动的河漫滩沉积物结构、河漫滩高度、河漫滩宽度和河漫滩上微地貌等各种特征标志，进行分类，再根据研究区的水准测量资料对分类的地貌特征定级，给予相应数值，来表示构造运动的活动状况。在河流作用下，以下切侵蚀为主的上升区段为正值，表现为河漫滩级数增加，相对高度加大，宽度较窄，河漫滩相沉积层较薄，地下水位较低，河漫滩表面常有风成沙波纹，甚至出现基岩河漫滩；在以堆积作用为主的下沉区段为负值，表现为河漫滩相对高度较低，河漫滩相沉积物厚度增大，河漫滩的宽度加大，地下水位较高，河漫滩表面有杂草生长甚至出现沼泽化现象。根据水准测量资料标定的不同地貌特征数值的代数和表示该点的构造运动状况。下面根据山西汾河流域的河漫滩特征指标进行分级和数值标定并给予构造评价。

一、河漫滩沉积结构特征指标分级与标定数值

在地壳相对稳定的情况下，河床相与河漫滩相的二元结构界面呈水平状，它的高度接近枯水期河床水面高度，河漫滩相沉积物的厚度小于或等于枯水位到洪水位的高差。但是，在河漫滩形成发育过程中，由于受到构造运动的影响，河漫滩二元结构界面的高度和河漫滩相沉积物厚度都会发生变化。当构造运动处于下沉状态，河漫滩二元结构界面从河床向谷坡方向倾斜，靠近谷坡处的二元结构界面高度低于现在河床枯水位高度，河漫滩相沉积物的厚度大于现在河床枯水位到洪水位的高差；当构造运动处于上升状态，二元结构界面从谷坡向河床方向倾斜，漫滩相沉积物的厚度小于现在河床枯水位到洪水位的高差。根据上述河漫滩沉积结构特征，用同一地区的水准测量资料进行标定，分别给予不同数值 g（表 4-1）。

表 4-1　河漫滩沉积结构特征分级与标定数值

河漫滩沉积结构特征与分级		数值 g
堆积型河漫滩	二元结构面在枯水位以下 45 cm	−5
堆积型河漫滩	二元结构面在枯水位以下 35～44 cm	−4
堆积型河漫滩	二元结构面在枯水位以下 25～34 cm	−3
堆积型河漫滩	二元结构面在枯水位以下 15～24 cm	−2
堆积型河漫滩	二元结构面在枯水位以下 5～14 cm	−1
堆积型河漫滩	二元结构面在枯水位附近±5 cm	0
基座型河漫滩	二元结构面在枯水位以上，为河漫滩高度的 1/5	1
基座型河漫滩	二元结构面在枯水位以上，为河漫滩高度的 1/3	2
基座型河漫滩	二元结构面在枯水位以上，为河漫滩高度的 1/2	3

（续表）

河漫滩沉积结构特征与分级		数值 g
基座型河漫滩	二元结构面在枯水位以上，大于河漫滩高度的 1/2	4
砾石河漫滩		5
基岩河漫滩		6

二、河漫滩相对高度分级标定数值

河漫滩的高度虽与构造运动有关，但它受洪水高度的影响较大，为了消除或减小洪水位涨幅变化的影响，河漫滩相对高度分级可用第一级阶地相对高度与河漫滩相对高度的比值 K 来表示，再根据水准测量资料对 K 值进行标定，给出相应构造上升幅度分级 h 值。如多级河漫滩发育，则可按相邻两级河漫滩相对高度分别求出其比值 K_1、K_2、K_3 等，并得到相应河漫滩相对升降幅度分级 h_1、h_2、h_3 等，再将 h_1、h_2、h_3 相加得到某一点的河漫滩相对高度的分级数值 h（表 4-2）。

表 4-2 河漫滩相对高度分级与标定数值

一级阶地与河漫滩相对高度比值（K）	h 级
0（没有阶地）	−2
1.0～1.4	−1
1.5～2.4	0
2.5～3.4	1
3.5～4.4	2
4.5～5.4	3
5.5～6.4	4
6.5～7.4	5
7.5～8.4	6
>8.5	7

三、河漫滩的宽度特征分级标定数值

河漫滩的宽度是同一横剖面的河床两岸河漫滩宽度之和。在下沉地段，河漫滩侧方移动范围大，河漫滩宽；反之，河漫滩宽度小。将重复水准测量资料得到的地壳相对稳定地段的河漫滩宽度定为正常宽度，其余各河段有比正常宽度窄的，有比正常宽度宽的。前者是地壳相对上升标志，以正值表示；后者为地壳相对下降标志，以负值表示，用测量资料标定相应数值级别 l（表 4-3）。

表 4-3 河漫滩相宽度特征与标定数值

河漫滩宽度特征	l 级
宽河漫滩（500 m 以上）	−2
次宽河漫滩（250～500 m）	−1
正常宽度河漫滩（150～250 m）	0
窄河漫滩（80～150 m）	1
最窄河漫滩（<80 m）	2

四、河漫滩上微地貌特征分级与标定数值

河漫滩上微地貌特征和地下水位的深浅有直接关系，而河漫滩上地下水位高低又和新构造升降运动有关，因而河漫滩上微地貌特征可反映构造升降运动。例如下降地段的地下水位离地面较浅，河漫滩有许多杂草生长，甚至有沼泽发育；上升地段的地下水位离地面较深，河漫滩表面干燥，形成风波纹，迂回扇和滨河床沙坝受风蚀而变平缓。根据这些现象也可给予不同的等级和数值 m（表 4-4）。

表 4-4　河漫滩微地貌特征分级与标定数值

河漫滩上微地貌特征	m 级
河漫滩强沼泽化，有积水凹地，淤泥堆积，芦苇丛生	−2
河漫滩轻沼泽化，汊沟发育，潮湿，有芦苇杂草生长	−1
河漫滩无沼泽发育，亦无风蚀或风积现象	0
河漫滩干燥，有风蚀或风积微地貌发育	1

以上四个指标的分级数值确定后，再求各观测点的分级数值的代数和，即 $E=g+h+l+m$。由于以上四个指标分级考虑了非构造因素的影响，并用现代重复测量资料进行标定，所以各点指标总和的正负和大小能反映全新世构造运动的方向和强度。

对山西汾河的河漫滩特征值进行研究，从介休义棠镇到襄汾柴庄的汾河河段及其主要支流共采集 65 个点的河漫滩特征值，其中有些点有测量资料可以进行标定，并进行分级。这些点的河漫滩特征分级数值 E 和该地区 15 年间隔的重复水准测量的现代地壳升降变化幅度 V 有很好的相似性（图 4-5），然后再将分级的标定数值外推到没有测量资料的区域，绘出河漫滩特征值等值线图（图 4-6）。

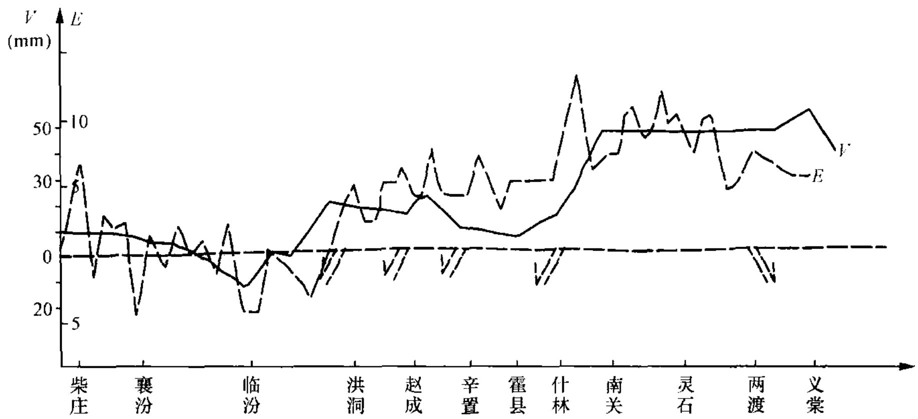


图 4-5　河漫滩特征值(E)和地壳升降变化幅度(V)变化曲线图

从河漫滩特征值等值线图上可以把义棠到柴庄划分为四个现代构造运动区：① 灵石隆起区（义棠—灵石—什林）；② 灵石隆起和临汾断陷之间的过渡区（什林—赵城—洪洞）；③ 临汾断陷区（洪洞—临汾—襄汾）；④ 柴庄隆起区（襄汾—柴庄—高显）。

灵石隆起区自上新世以来呈地垒式整体抬升，河漫滩特征值在什林突然增大，从 7

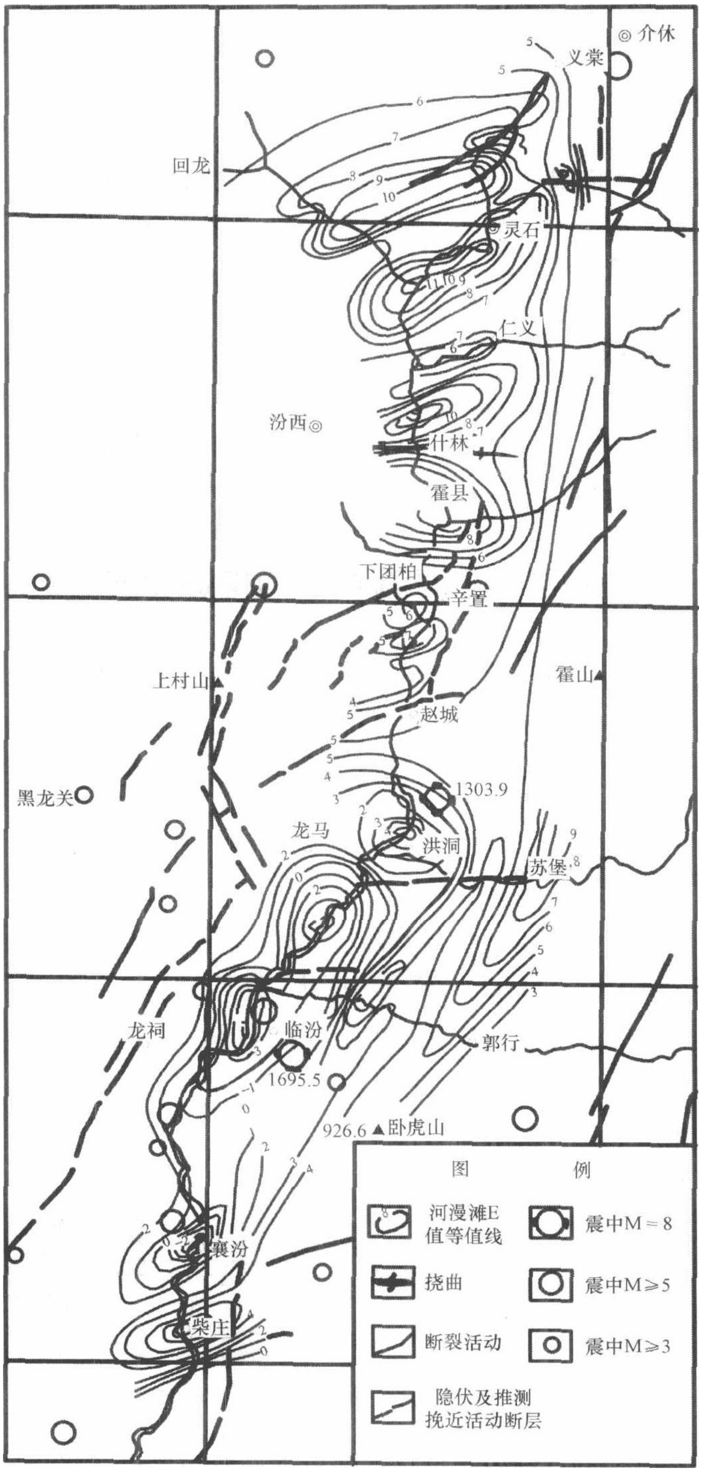


图 4-6　临汾盆地河漫滩特征值等值线图

增至 12，在什林至南关的一个测点竟高达 13，总趋势是以灵石为中心向南北逐渐降低。这种现象说明全新世的构造运动仍继承上新世以来的地垒式整体抬升的形式。

什林、赵城、洪洞的过渡区发育一系列近东西向的断裂和北东向断裂，如什林断裂、

上团柏断裂、下团柏断裂和赵城断裂等。在这些断裂带的两侧，河漫滩特征值变化较大，有明显增高的趋势，而且特征值的等值线的延伸方向与构造线一致，这些现象说明断裂在全新世仍有活动。

临汾断陷区自上新世至更新世长期处于下沉状态，堆积了近千米厚的河湖相沉积物。从河漫滩特征值分析，特征值均为负值，其中有三个最大负值区，一个在临汾附近，一个在洪洞与临汾之间，另一个在襄汾附近，这三个地区更新世都是下沉中心，全新世仍继续沉降。此外，在临汾一带的特征值等值线呈北北东方向，反映北北东向的断裂全新世仍在活动。

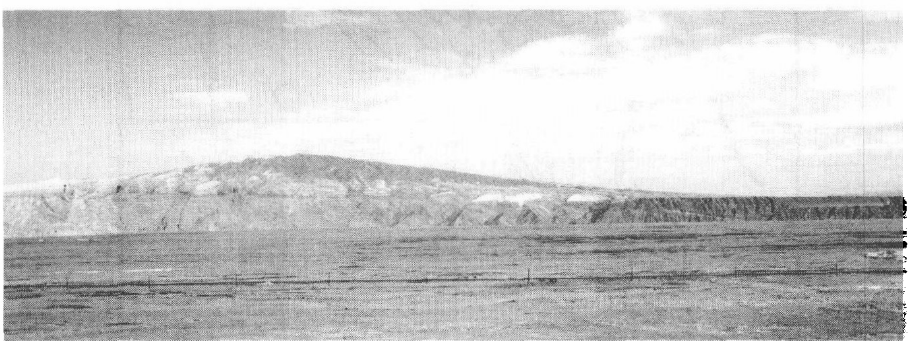
柴庄隆起区在中更新世以前表现为缓慢上升，中更新世后期转为快速上升，脱离了湖泊环境，继之发育河流，从中更新世后期以来形成的河流阶地，通过隆起中心处都呈拱曲形式。河漫滩特征值在柴庄一带呈上升趋势，表明全新世以来柴庄隆起仍在不断抬升。

第四节 河流阶地的构造变形

河流下切侵蚀，原先的河谷底部（河床或河漫滩）超出一般洪水位以上，呈阶梯状分布在河谷谷坡上，称为河流阶地。地壳整体均衡抬升状态下河流下切侵蚀形成的河流阶地，各级阶地纵向分布大致平行，由于构造差异运动的影响，阶地纵剖面表现为拱曲或错断变形。

一、河流阶地拱曲变形

河流穿过活动褶皱构造区域，在背斜部位，河流阶地将向上拱曲，向斜部位，阶地下凹，甚至阶地被埋藏，因而阶地纵剖面形成弯曲状（照片 4-5）。



照片 4-5 独山子背斜活动造成奎屯河阶地发生拱曲

褶皱运动可发生在阶地形成之后，也可与阶地同时形成，这将在阶地纵剖面形态特征上有不同表现。褶皱构造如发生在所有阶地形成之后，各级阶地变形程度相同；如果褶皱构造和各级阶地同时形成，则时代愈老的阶地变形程度愈大。根据这一原理，可以从阶地变形特征和程度来分析构造活动状况。当不同时期的各级阶地褶皱变形程度一致时，说明只发生一次褶皱运动，构造活动的时代是在最新变形阶地形成时或形成后，褶

皱变形的幅度就是最新一级阶地的变形幅度(图 4-7a)。如果老阶地褶皱变形强，新阶地变形弱，各级阶地从老到新变形逐渐减小，表明在最老阶地形成时到最新阶地形成时的过程中，褶皱构造呈长期连续活动(图 4-7b)。如果老阶地变形强，新阶地变形弱，其中有某两级阶地变形程度相同，说明褶皱构造长期活动过程中有间断(图 4-7c)。如果老阶地褶皱变形，新阶地没有变形，说明近期褶皱构造活动停止(图 4-7d)。

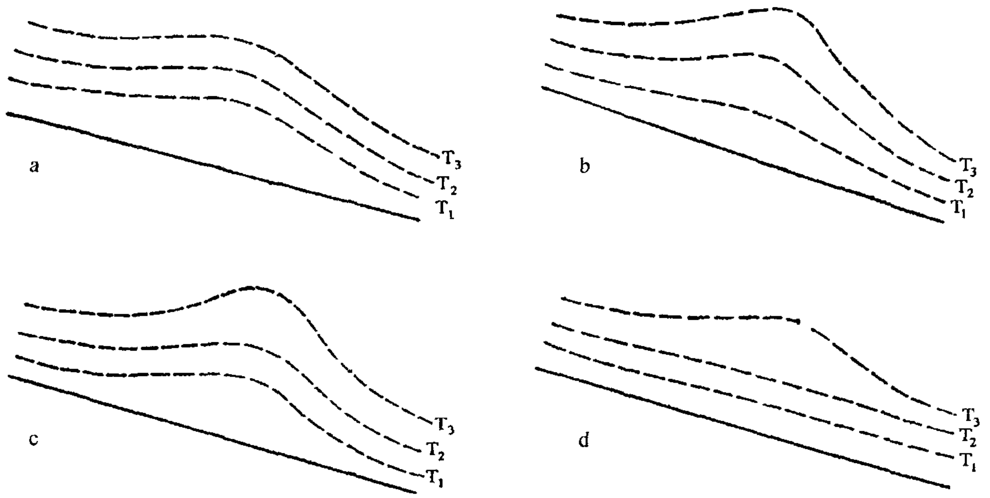


图 4-7　河流阶地褶皱变形的几种模式

在褶皱的背斜和向斜部位，阶地的类型和高度也不相同。在上升的背斜轴部，河流下切侵蚀加强，形成侵蚀阶地或基座阶地，阶地高度加大。在背斜和向斜升降转换部位，由于河流下切深度较小，常形成内叠阶地或上叠阶地，阶地高度逐渐降低、归并。下降的向斜部位，则形成埋藏阶地，老阶地埋藏在下部，新阶地向上叠加。

褶皱构造在生长过程中，背斜逐渐向两翼扩展，上升范围不断扩大，因而褶皱的升降转换部位也随之不断向下游迁移，使原先的埋藏阶地抬升，河流下切形成上叠阶地或内叠阶地甚至基座阶地(图 4-8)。

由于阶地纵剖面弯曲程度与褶皱构造活动强度和持续时间有关，一些早期生成的阶地，经历多期构造上升的影响，阶地纵剖面弯曲度也增大。因此，以阶地变形前的纵剖面为基准线，可计算阶地上升量和缩短量，再根据阶地形成的时间，得到地壳上升速率和缩短速率。由于高阶地的变形幅度是多期构造活动的累积量，应根据某一阶地的上升幅度减去相邻低一级阶地上升幅度，则是该阶地形成时期的上升量，已知相邻两级阶地形成时间，得到每一级阶地形成时的上升速率和缩短速率。天山北麓新生代发育的三列背斜带与天山近于平行，从南到北为山麓背斜带、霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁背斜带和独山子-安集海背斜带，从天山发育的河流经背斜带形成多级阶地，其纵剖面呈拱曲变形。根据阶地变形状况计算其抬升量、抬升速度、缩短量和缩短速率等(表 4-5)。

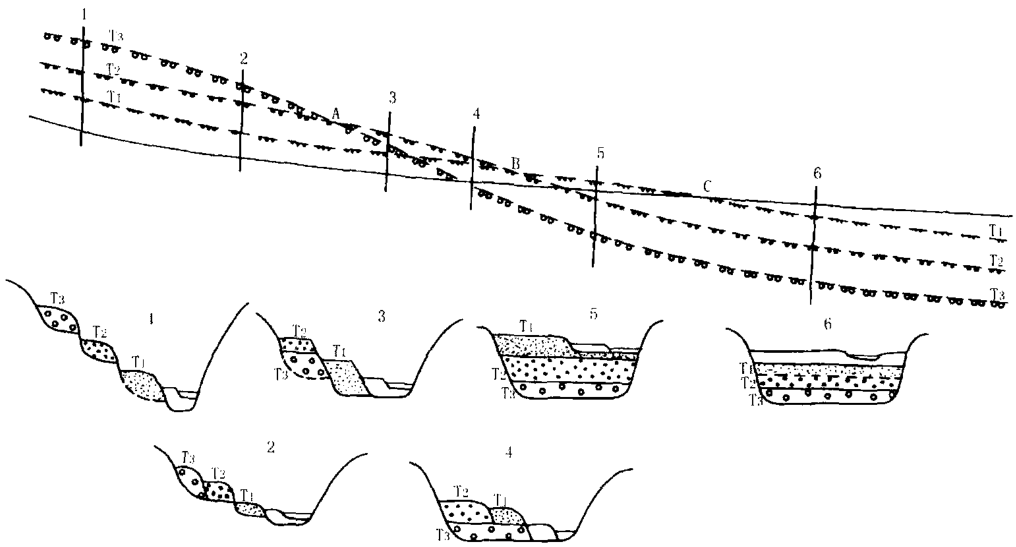


图 4-8 褶皱升降部位迁移与阶地特征

A,B,C 分别为不同时期升降转折点的位置;1,2,3,4,5,6,分别为不同河段的阶地剖面

表 4-5 北天山山前主要逆断裂-背斜晚更新世以来的抬升量、缩短量、扩展量及速率(根据邓起东等,2000)

河流名称	构造部位	阶地编号	抬升量/m	年龄/ka	抬升速率/(mm·a^{-1})	缩短量/m	缩短速率/(mm·a^{-1})	扩展量/m	扩展速率/(mm·a^{-1})
呼图壁河	吐谷鲁背斜东倾伏端	III	25	75～130	0.19～0.33				
		II	11.4	12～13	0.88～0.95				
塔西河	吐谷鲁背斜中段	III	128	75～130	1.0～1.7	112	0.86～1.49	740	6.0～11.0
		II	45	12～13	3.46～3.75	39	3.0～3.3	110	8.5～9.2
		I	9	7～8	1.13～1.29				
玛纳斯河	吐谷鲁背斜与玛纳斯背斜结合部位	III	45	75～130	0.35～0.6	37	0.29～0.5	130	1.1～1.9
		II	32.5	12～13	2.5～2.71	26	2.0～2.2		
		III	>29	75～130	>0.22			200	1.64～3.0
		II	26	12～13	2.0～2.17				
金沟河	霍尔果斯背斜中段	II	37	12～13	2.9～3.1				
奎屯河	独山子背斜中段	III	140	75～130	1.1～1.87	74	1.0～1.4	600	4.9～9.0
		II	25	12～13	1.92～2.08	16	0.57～1.0		
特里肯萨拉河	哈拉安德背斜东段	II	12	12～13	0.92～1.03				

阶地拱曲变形地段指示现代地壳运动上升区。美国路易安纳州西北部的门罗隆起,在其南部经大地测量证明从 1934—1966 年仍在不断隆起(Burnett,1982)。通过隆起的几条较小河流的晚更新世阶地和全新世阶地纵剖面均呈上拱形,现代河床纵剖面也向上凸起。在隆起轴部最高阶地拱起变形量为 3.8 m,阶地年龄为 33 000 年,由此得到阶地形成以来隆起速率约 1.15 mm/a,在其他部位,隆升速率降为 0.01～1.04 mm/a (S. A. Schumm,1986)。

1983 年美国柯林加发生一次地震(M=6.5),该地震位于加州圣安德列斯断层附近的背斜山地,地震时背斜轴部发生 0.5 m 的上升。横跨背斜的河流,其河床和阶地也都

呈上拱形，阶地的相对高度达 10 m 左右，河床的拱升幅度相对较小（图 4-9）。表明这是一个晚更新世以来直至近期仍在活动的背斜构造。

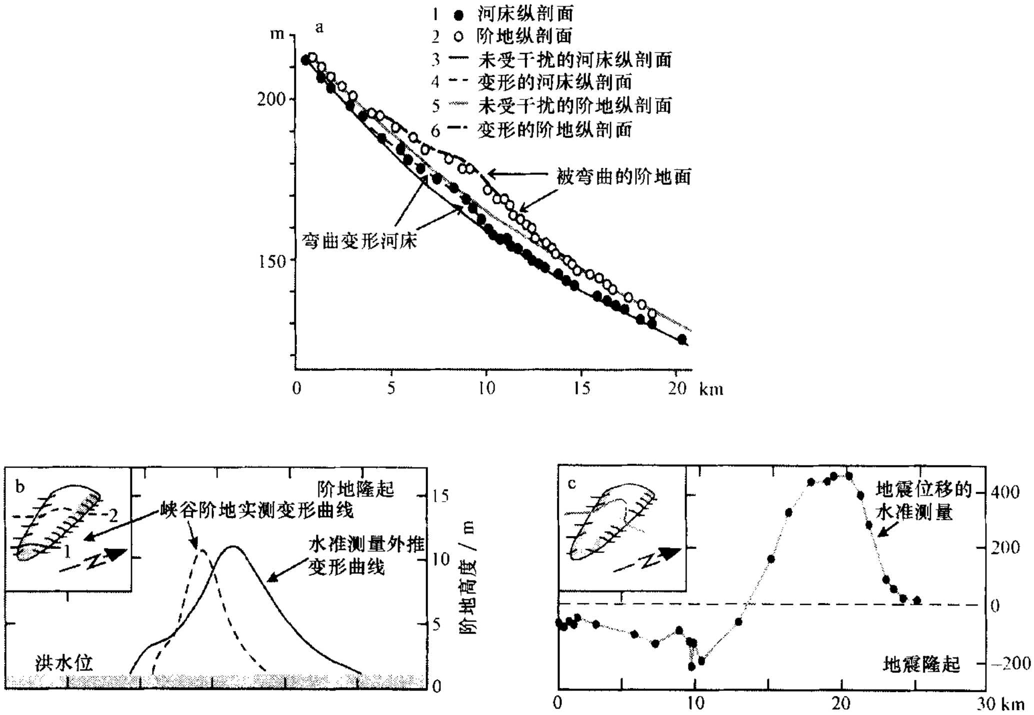
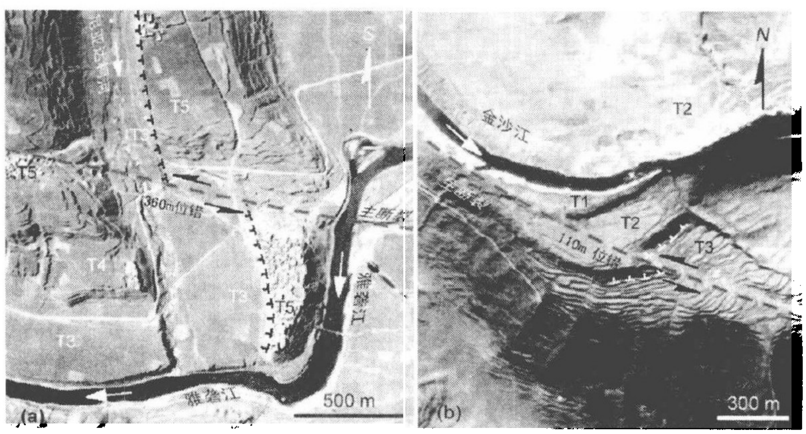


图 4-9　洛斯加托斯河流阶地变形与地震隆起(King and Stein,1983)

a. 洛斯加托斯河河床和阶地纵剖面；b. 洛斯加托斯阶地隆起曲线（虚线）和水准测量路线外推变形曲线（实线）；c. 1983 年地震隆起曲线（点线）

二、河流阶地错断变形

断层错断阶地既表现为垂直位错，也有水平位错。在实际工作中，阶地垂直变形较容易鉴别，表现为同一级阶地在断层两侧的高度变化，而阶地水平错移变形就难以辨认，需要进行阶地填图、沉积物分析和年代测定后才能确定（照片 4-6）。



照片 4-6　甘孜—玉树断裂错断河流阶地(根据闻学泽)

断层垂直活动使同一阶地高度发生变化，由于断层活动的幅度、时间和次数不同，河流阶地错动幅度也不一样。假定断层只有一次活动，而且是在各级阶地形成以后才发生，则在断层活动前形成的阶地将全部错断，错幅相等。如断层多次活动，并与阶地形成同时，则各级阶地错断幅度不等，时代越老的阶地错幅越大（照片 4-7）。例如某一河流共发育 4 级阶地，第一级阶地错距 5 m，第二级阶地错距 10 m，第三级阶地错距 10 m，第四级阶地错距 20 m（图 4-10）。由此分析，阶地在形成过程中，断层共有 3 次活动，最近一次活动发生在第一级阶地形成过程或形成以后，错距 5 m。第二级阶地错距 10 m，包含第一级阶地形成时的一次 5 m 错距在内，所以在第二级阶地形成时的一次活动，错距也是 5 m。第三级阶地错距 10 m，和第二级阶地断距相等，说明第三级阶地形成时断层没有活动。第四级阶地错距虽是 20 m，应包含后两次断层活动的 10 m 错距在内，故第四级阶地形成时的错距是 10 m。如果能够确定被错断的阶地时代，就可以推算每次断层活动的时间和速率。



照片 4-7 龙门山中央断裂在映秀镇附近错断岷江多级阶地，阶地越老错距越大，反映断裂多次活动（张世民摄）

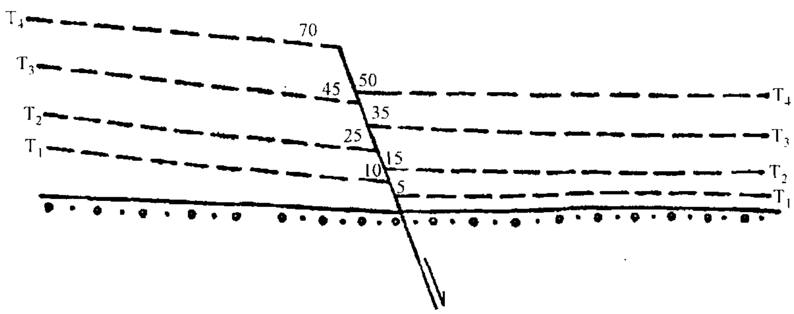


图 4-10 断层垂直活动错断河流阶地

断层垂直错移，不仅使阶地高度、级数发生变化，阶地类型也可发生改变。一般来说，上升区为基座阶地或堆积阶地，下降区为埋藏阶地。当构造运动方向发生转变，下降区变为上升区时，先期形成的埋藏阶地因地壳上升可出露地表，但相对高度较低。山西汾河经过北东向的下团柏断层，在上升的北西盘共发育 7 级阶地，除第一、第二级阶地为堆积阶地外，其余各级阶地为基座阶地；下降的东南盘早期发育的 3 级阶地都为埋藏阶地（T_7、T_6、T_5），而后地壳转为上升，将这 3 级埋藏阶地抬升出露到地表现今高度，形成一

级高阶地(T_4)(图 4-11)。根据阶地的高度、级数、类型和阶地沉积物的时代进行分析，自上新世至中更新世晚期下团柏断层东南盘一直处于下降状态，中更新世晚期下降的东南盘开始转为抬升，之后，汾河继续下切，形成一级基座阶地和两级堆积阶地(表 4-6)。

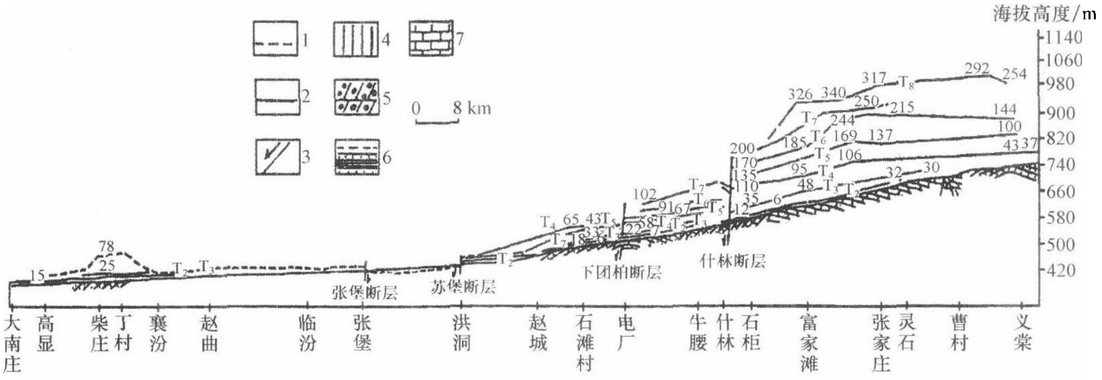


图 4-11　山西汾河义棠—高显段阶地被错断高度变化

1. 中更新世湖相顶面；2. 实测阶地(数字表示海拔高度)；3. 断层；4. 残积粉砂土；5. 冲积洪积砾岩；6. 砂岩夹页岩；7. 灰岩

表 4-6　下团柏断层两盘汾河阶地高度和类型及断层垂直运动幅度

阶地时代	断层西北盘(上升)		断层东南盘(早期下降、后期抬升)		断层两盘同级阶地高差/m	不同时期断层垂直错距/m
	阶地相对高度/m	阶地类型	阶地相对高度/m	阶地类型		
N_2	163	基座阶地	27	埋藏阶地	136	57
Q_{1-1}	110	基座阶地	31	埋藏阶地	79	24
Q_{1-2}	90	基座阶地	35	埋藏阶地	55	18
Q_{2-1}	76	基座阶地	39	基座阶地	37	26
Q_{2-2}	56	基座阶地	45	基座阶地	11	7
Q_3	10	堆积阶地	6	堆积阶地	4	4
Q_4	2	堆积阶地	2	堆积阶地		

断层水平运动使阶地发生水平错位，断层位移幅度以阶地后缘阶坎的错幅为标准来确定。河流阶地错断变形可以是断层长期连续活动的结果，也可能是断层多次间歇活动的反映。例如危地马拉的莫塔瓜断层水平活动将阶地错断，各级阶地后缘陡坎的错幅都不一致，时代愈老的阶地错幅愈大(图 4-12)，表明断层长期活动。如将相邻两级阶地后缘陡坎的水平错幅相减，即得到各级阶地形成时的水平错幅，即 T_5 为 6.1 m，T_4 为 21.2 m，T_3 为 7.3 m，T_2 为 23.7 m。

当断层发生水平错动，阶地错断而不连续，同时河流发生弯曲。随后，河流下切侵蚀形成新的阶地，当断层又一次活动时，新阶地被错开一定距离，老阶地再次被错开，在被错断河段，老阶地缺失。所以老阶地的水平断距比新阶地的要大，各级阶地间断的距离是断层不同时期水平运动的错幅(图 4-13)。

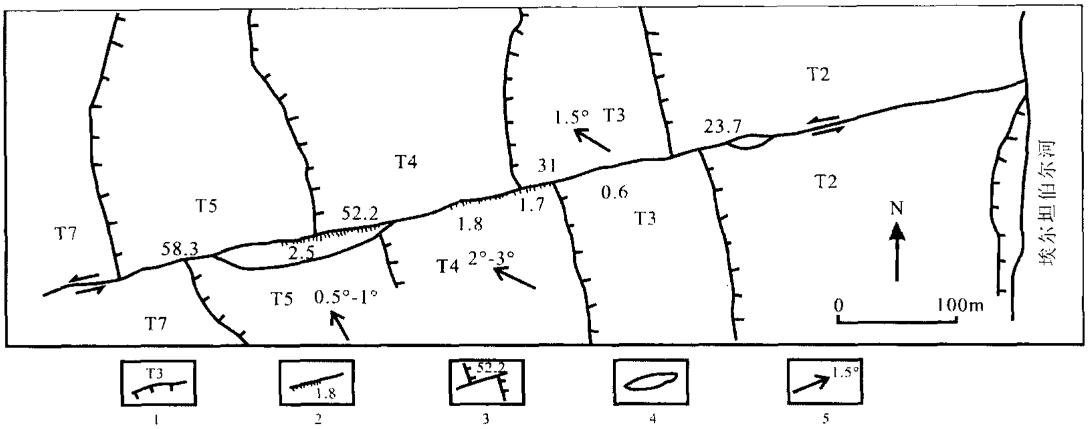


图 4-12 莫塔瓜断层水平活动与河流阶地变形错动(Schwartz,1988)

1. 阶地陡坎,数字表示级别;2. 断层阶坎,数字表示下降盘垂直位移量(m);3. 断层线,数字表示左旋位移量(m);4. 陷落塘;5. 阶地面倾角

根据水平活动断层两盘的各级阶地研究,在阶地纵剖面上的阶地缺失间断的长度不同是反映断层水平活动幅度、活动次数和活动性质的地貌模式。

(1) 断层长期水平活动的地貌模式(图 4-14A)。不同时期的各级阶地都被水平错开,阶地从老到新错移的幅度依次变小,各相邻两级阶地错开幅度相差较小。

(2) 断层多次间歇水平活动的地貌模式(图 4-14B)。各级阶地都被水平错断,其中有的相邻两级阶地错移幅度相等,有的相邻两级阶地错移幅度不等。总的来说,年代较新的阶地比年代较老的阶地错移幅度要小。根据阶地错断的距离可知,第一次断层活动的幅度是 b－c,第二次断层活动幅度是 c 或 d。

(3) 断层长期稳定,在最新阶地形成后发生水平错动的地貌模式(图 4-14C)。阶地形成过程中断层未活动,当最新阶地形成后,一次断层活动,把所有阶地同时错断,各级阶地错断幅度相等。

(4) 断层在长期水平蠕动过程中出现一次急剧活动的地貌模式(图 4-14D)。年代较老的阶地比年代较新的阶地错移幅度大,表示断层长期缓慢活动,但其中某两级相邻阶地的错动幅度较大,反映这一时期断层活动强烈。

以上几种地貌模式可以直接确定断层活动性质、次数和幅度。如果有阶地年代资料,可给出断层的活动时代和活动速率。由于长期的侵蚀破坏,被错移的阶地很难全部保存下来,大多数情况下都变得残缺不全。因此,需要进行细致野外填图和阶地对比才能取得较好效果。

根据断层错断阶地的幅度和时间计算断层不同时段的平均活动速率,可对地震重复间隔时间进行评价。例如新西兰的怀奥海因河共有 8 级阶地,晚更新世和全新世期间,怀拉拉帕断层将所有阶地错断,根据各级阶地错位幅度和年代资料,得到该断层的水平运动速率为 3.4～6.0 mm/a。假定每次地震发生了 3 m 的水平位移,则地震重复间隔时间为 500～880 年(Lensen and Vela, 1971)。

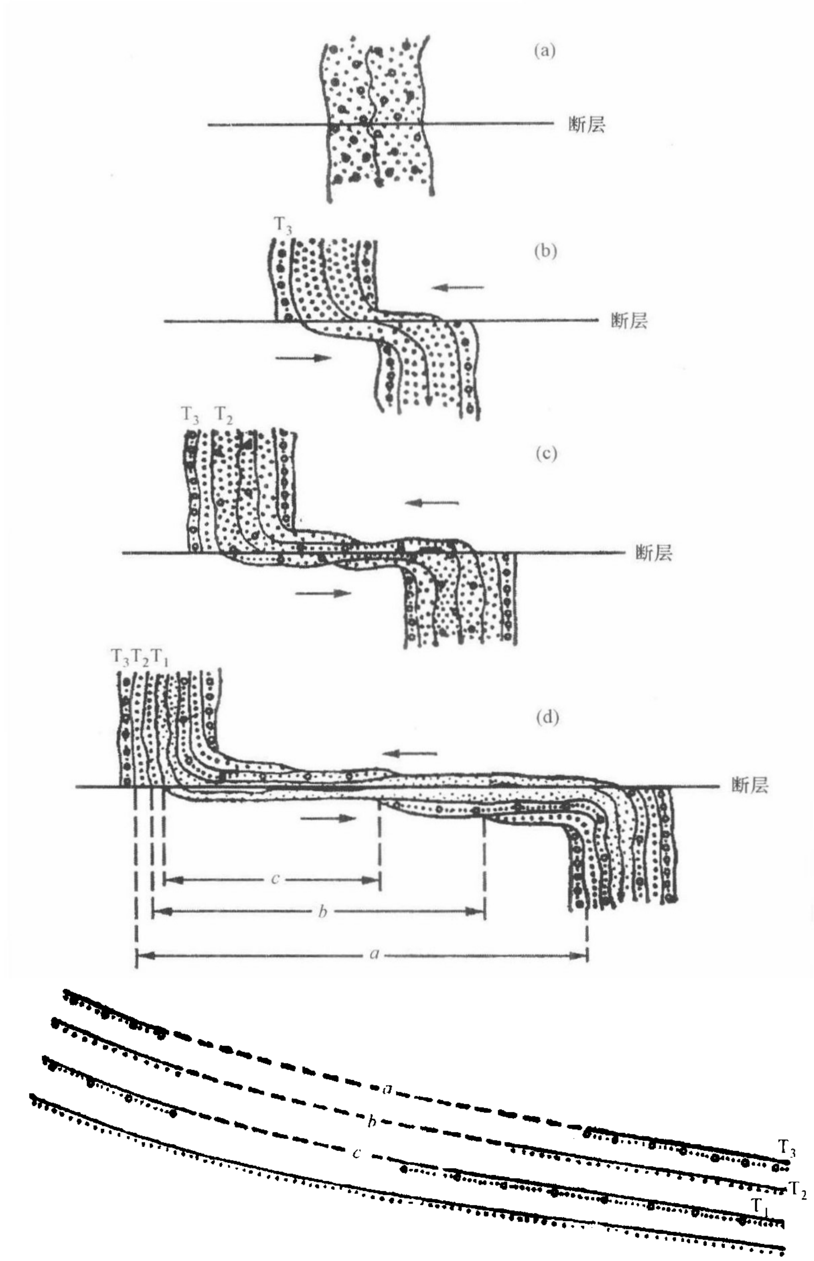


图 4-13 断层多次水平运动形成的阶地变形

(a)、(b)、(c)、(d)是平面图，下图是剖面图，a、b、c 为各级阶地缺失，表示水平错幅，T_1、T_2、T_3 为不同级阶地

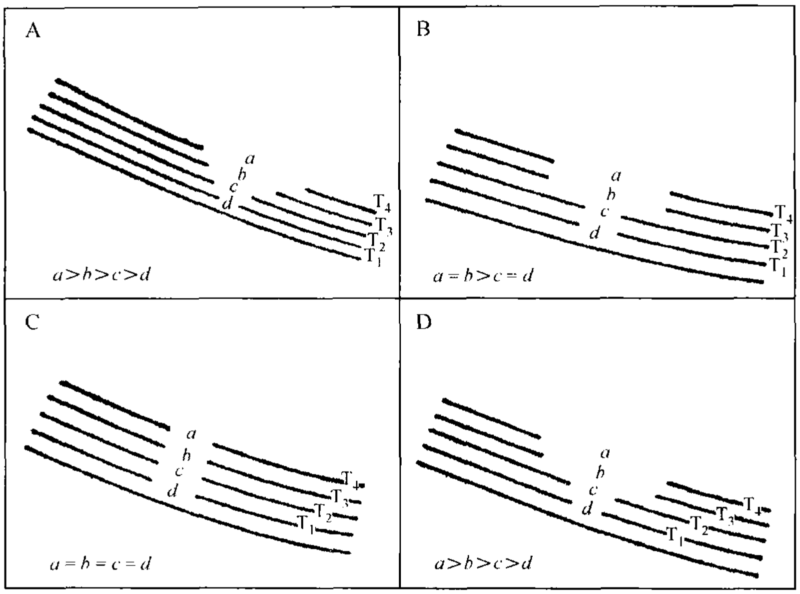


图 4-14 反映水平断层活动特征的阶地错幅模式

a、b、c、d 为各级阶地错断的幅度，表现为阶地不连续，T_1、T_2、T_3、T_4 为不同级阶地

第五节 构造运动与河系的分布形式和重组

地表水流对地壳运动的反应就像水准仪上的气泡那样敏感。构造运动使地形高低分异，在构造上升地区一些原先发育的河流，由于地形升高而流向相对下降地区，河流迁移改道，流向和格局发生变异，河系重新组合。

一、山地河流改道与构造运动

在地壳抬升的山地，河流常发生改道，留下的废弃河道形成风口，并有古河流砂砾沉积；其次，改道后的河流，其下游段水量减小，流域特征和地貌规模极不协调，河谷横剖面显得宽阔，河流的长度较短，流域面积变小，而在出山口保留规模较大的冲积扇，堆积区的砾石岩性与流域范围内的基岩岩性也不一致等。

北京西部山地从北部的黑汉岭到西南部的幽州呈一北东—南西走向的分水岭，许多从山地发源的流入北京平原的河流源头都呈一风口式分水岭，如汇入白河的莱食河上游的黑汉岭，流入温榆河的得胜口沟上游的箭桿岭，关沟上游的八达岭等，在黑汉岭和箭桿岭的分水岭上还保存古河流冲积砾石层。这些地貌和沉积特征表明，曾有多条发源于怀来盆地西部或北部山地河流由西北流向东南穿过北京西山进入北京平原，上新世至第四纪初由于延怀盆地下陷，一些规模较小河流的上游被迫改变流向而汇入盆地，放弃原先的流路，因而在山地形成多处风口地形。从怀来盆地以西山地流向南口的河流断流后，在八达岭形成风口式分水岭，分水岭到南口只留下一条沟谷横剖面很宽但纵剖面不到 20 km 的小河——关沟，出山口处还保留一个较大规模的冲积扇，与现代流域范围很不协

调。黑汉岭是妫水上游与白河水系的一个支流的分水岭，地势很低，呈一宽谷，被洪冲积黄土覆盖，分水岭两侧高阶地相连，表明该分水岭也曾是一个贯通的河流（杨景春，1961）。

构造运动使河系平面格局改变后，古河道中沉积物的组构和岩性特征可以重建河流改道前的分布与流向。山西北部的广灵与灵丘间曾有一条规模较大的河流从南往北穿越恒山，新近纪以来，由于恒山北麓断层活动，使山地向南倾斜翘起，将原先河流一分为二，向北流的河段继续北流，并强烈下切侵蚀和溯源侵蚀，形成深切峡谷，纵比降达到11.1%，分水岭也不断南移；向南流的反向河段，经孙家庄、石家田和乐陶山村流入灵丘盆地，呈一宽阔谷地，纵比降为2.42%。从主支沟交汇情况看，现代分水岭以北的支沟与主沟大多以锐角相交；但在分水岭以南，则多以大于100°的钝角相交，支沟汇入主沟处，常呈反向转弯（图4-15），这是由于这些沟谷是继承河流改道前的沟谷发育的。在分水岭以北，由于山地翘起，古河道冲积砾石层出露在山坡上，根据砾石扁平面倾向统计，其优势倾向为160°～180°，倾角30°～35°，表明当时水流由南往北流。从砾石岩性统计，有灰岩、砂岩、闪长岩、闪长玢岩和石英岩等岩性砾石，在现代流域范围内山地基岩只有灰岩和砂岩出露，而闪长岩、闪长玢岩和石英岩只分布在现代分水岭以南。由此亦可证明这些岩性的砾石是在分水岭形成前由南往北流的河流搬运来的。上述河流演变过程反映恒山北麓断裂在新近纪以来的活动特征。

二、平原区河流分布、迁移与构造运动

在地壳下降的平原区，地势微倾斜，地表河流的主支流呈锐角相交，形成树枝状河系。当平原基底构造活动为不等量升降，地表高度发生变化，河流流向也随之改变，河流向沉降中心汇集，形成汇聚状河系；在隆起区的河流，形成放射状河系。当地壳升降幅度较大，河流将发生改道或被埋藏，留下各种古河道地貌和不同时期沉积物的叠加。一些被埋藏的古河道在地层中常延伸数十至上百千米，横剖面呈透镜状分布。

华北平原基地由一系列北东向和北西向的活动断层组成复杂的地垒地堑系，许多河道受基底构造控制，在北东向的束鹿地堑内，有三个不同时期河道汇集带（图4-16）。最北的古河道汇集带最先形成，位于百尺口一带，有大量古河道遗迹，河道汇集后并入古滏阳河；之后古河道汇集带向南移至大槽庄和耿家桥一带，这里地势低洼，是易涝多碱地区，地表以下数十厘米处有一层含古莲子的灰黑色湖沼相淤泥层；现代河流汇集带位于任县东北的邢家湾附近，从太行山山麓发育的十多条小河在此汇集入滏阳河，这里是现代地壳强烈下沉的低洼地区，1966年的邢台地震就发生在这一区域。这三个河道汇集带都是近期不同时段的沉降中心。三个河道汇集区在河流汇流后的下游河道是一段坡度较陡的窄口，正好是北西向活动断层的位置，表明束鹿地堑内又被北西向活动断层切割成一些向东北方向倾斜的小断块，不同断块在不同时段升降幅度不同，沉降中心有从北东向南西方向迁移的趋势。

东北松辽平原的水系分布与演变受构造活动影响也甚为明显。第四纪期间，在北东东向水平挤压力作用下，派生次级北东向的下辽河断陷和松嫩断陷，以及两断陷之间北西向长岭隆起，使松辽平原中部形成一个海拔155～270 m的丘陵分水岭，将原先松辽统

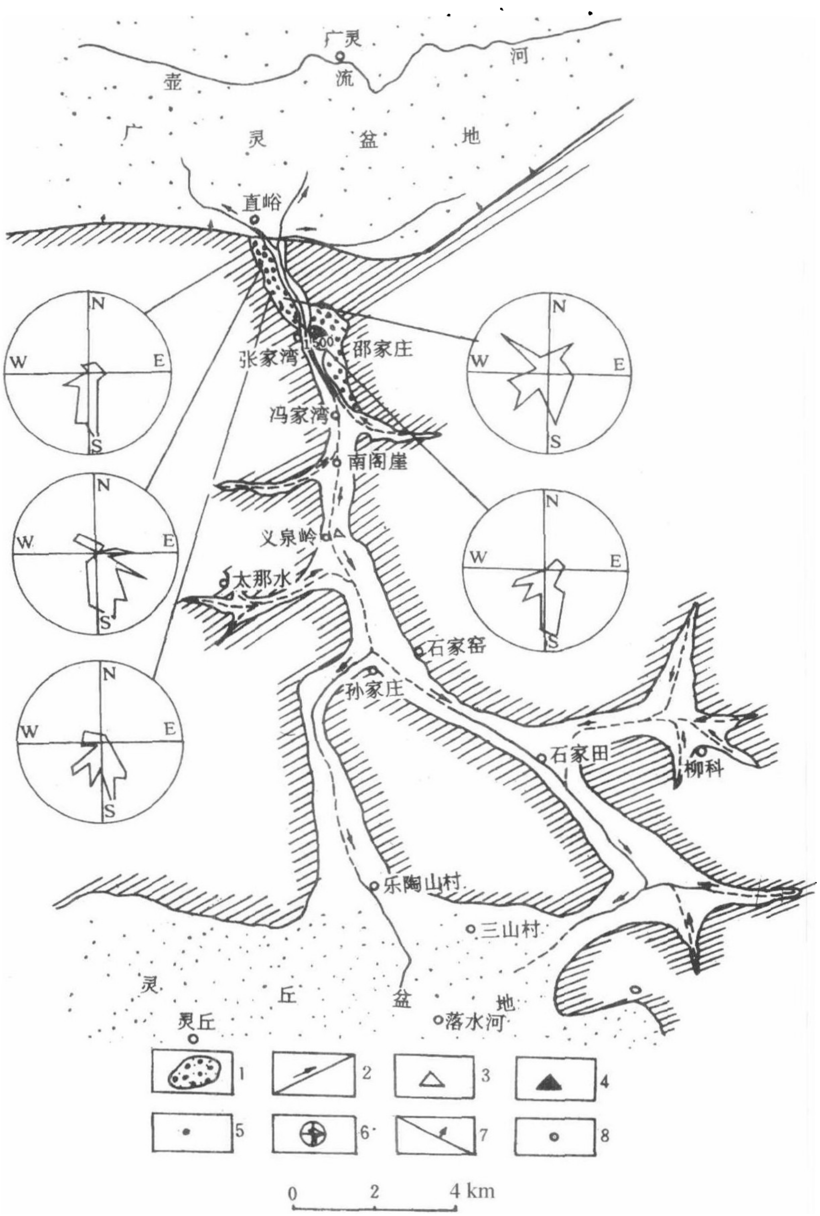


图 4-15 山西恒山山地北端古河道及河流沉积砾石组构

1. 新近纪晚期砂砾岩；2. 现代河道及流向；3. 现代河流分水岭；4. 山脊分水岭；5. 砾石测量点；6. 新近纪晚期砾岩的砾石扁平面倾向；7. 正断层；8. 居民点

一的水系分为辽河水系和松嫩水系。分水岭以北的嫩江南流到分水岭北侧后转向东进松花江；分水岭以南的东辽河和西辽河先向北流，到达分水岭南侧边缘转了 180°再向南流，合并为下辽河后入渤海(图 4-17)。松辽水系格局的演变过程可上推到早更新世，大约在 2.48 至 1.87 MaB. P.，西辽河曾从开鲁往北经通辽、太平川至长岭越过分水岭进入松嫩平原；东辽河的上游从杨大城子、莲花山经永久、伏龙泉、三盛玉直至长龙一线，也越过分水岭进入松嫩平原。上述水系分布形势表明当时长岭分水岭尚未隆起形成，到了中更新世，分水岭东段开始抬升，西段仍处于下沉状态，被松嫩大湖所占据，直至晚更新世

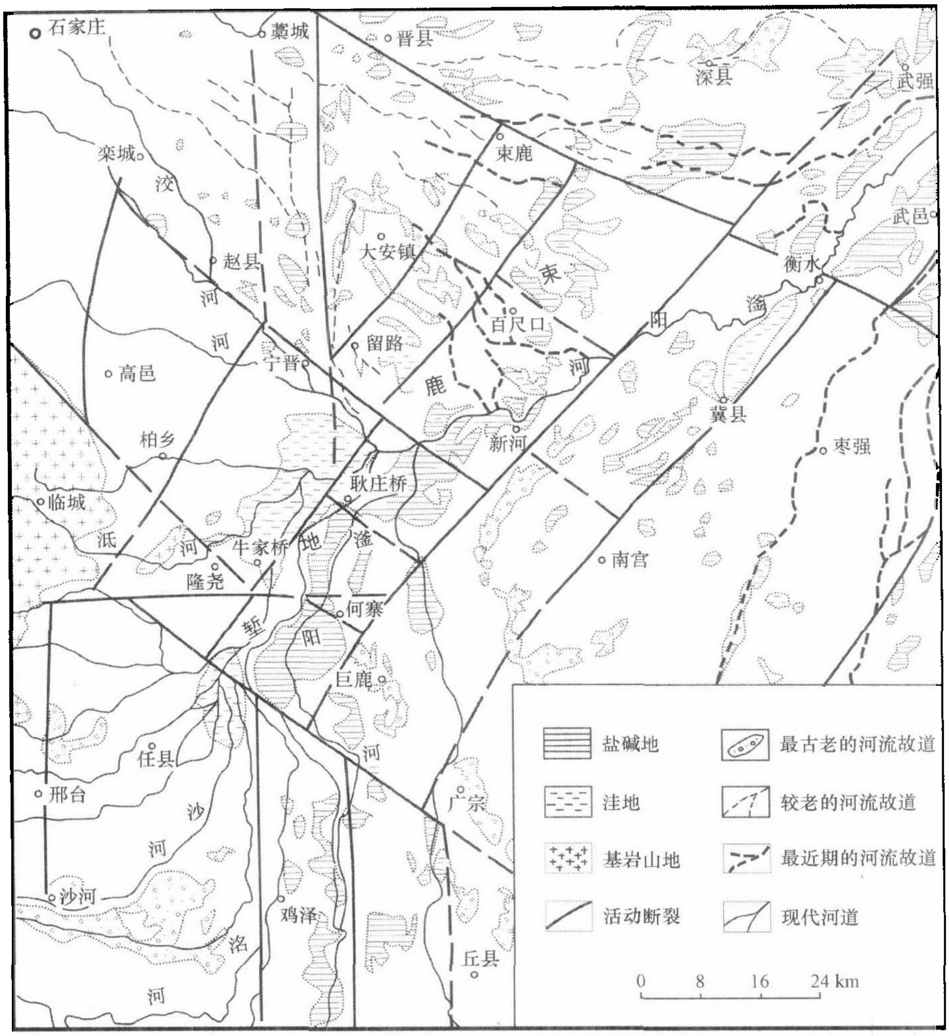


图 4-16　束鹿地堑活动断裂与水系分布图(根据马宗晋等,1986)

初期,由于分水岭的隆起范围不断扩大,湖泊逐渐退缩,只在长岭、新安一带仍有一条南北向河道穿过分水岭,留有厚达 30 m 的砂砾石层和一些古河道遗迹,直至晚更新世晚期,长岭分水岭进一步抬升,松辽平原水系才形成今日的形势。

北京西山山前平原全新世永定河古河道的分布、高程变化、迁移和纵比降变化与构造运动有密切关系。永定河从北京西山出山后进入北京平原,全新世时期先后发育 4 条主要古河道,现今都埋在地表以下数米至十几米,由北而南分布为古清河、古金沟河、漯水和古无定河(图 4-18)。在山前地带四条古河道的砾石层连成一个砾石扇,扇的前缘边界从北往南经紫竹院、右安门、黄土岗一线,在砾石扇以东四条古河道才各自分开。古河道规模有大有小,发育时间有长有短,例如古金沟河的规模和沉积厚度比古清水河要壮观得多,发育时间也更长一些。各条古河道的沉积物厚度变化、砂体形态和结构、河型特征和纵比降异常段往往沿一定方向连成带,这些地貌和沉积特征反映了北京平原基底的构造活动状况。北京平原古河道发育区内有北东向和北西向两组活动断裂,这些断裂在新构造时期都有明显活动,把北京平原基底分割成许多地块,各个地块所处的构造位置

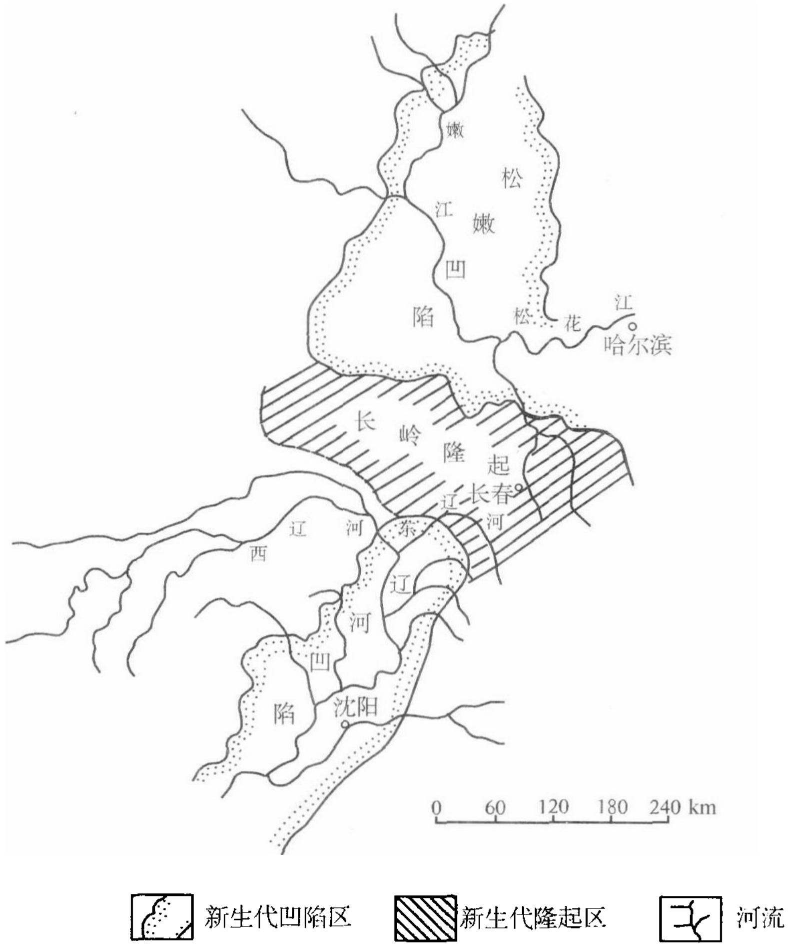


图 4-17 松辽盆地隆起、坳陷与水系分布

不同，地块的运动方向和升降幅度也不一致。例如八宝山-高丽营断裂和南苑-通县断裂之间地区构成北京凹陷，沉积了近 2000 m 厚的新生代沉积。在南苑-通县断裂以东的大兴隆起，新生代沉积物仅 100 m 左右。

由于北西走向的南口-孙河断裂两盘倾向不同，东北盘地块向东南倾斜，西南盘倾向西北，使 7200 年前古清水河在八宝山断裂以西向东北方向流，到砂子营附近通过南口-孙河断裂后地块向南倾斜的影响而急剧转向东南。大约在距今 5000 年前后，八宝山-高丽营断裂活动加强，断裂东南盘下降，北西盘上升，永定河出山后就不再流向相对抬高的古清河而选择了相对下降、地势较低的部位，开始向东或东南方向迁移，在距今 1400 年前后，永定河即由原先古清河逐渐迁移到漯水和古无定河。由于控制大兴隆起西北界的南苑-通县断裂活动，大兴隆起不断抬升，使漯水和古无定河的河道变窄，河流冲积物的厚度变小，最后迫使漯水和无定河向西南改道，迁移至今日永定河的位置。断裂活动形成地块升降，不仅使河流改道，而且河流通过断裂带时，河床纵剖面也发生变形。例如八宝山-高丽营断裂带的活动，东南盘下降，通过该断裂的河流比降加大，形成一纵比降高值带。在陈家营中滩村一带古清水河通过八宝山-高丽营断裂时，其纵比降为 2‰，而在其相邻的上下游的纵比降只有 0.5‰～0.7‰；古金沟河通过八宝山断裂的纵比降为

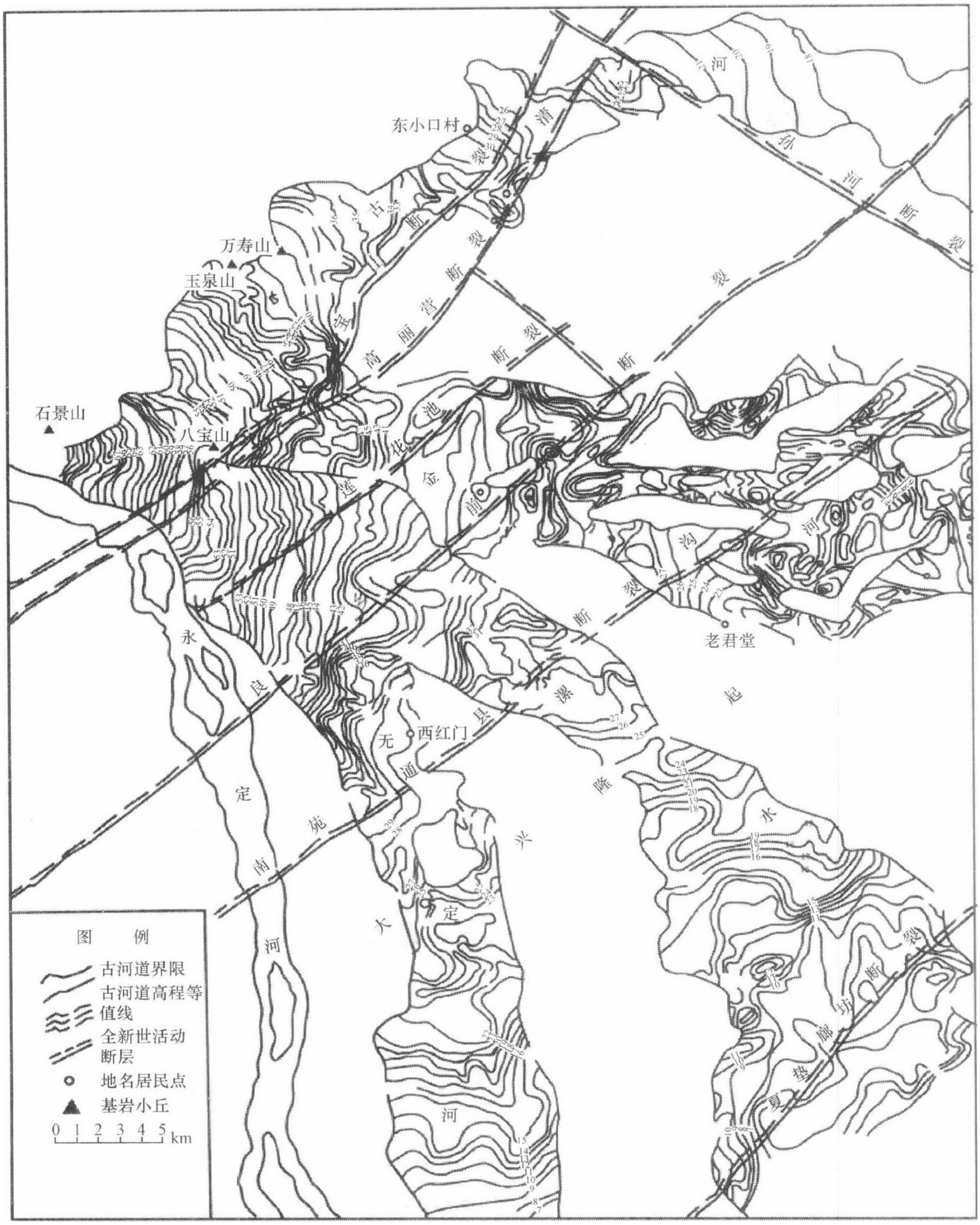


图 4-18　北京西山山前平原永定河河道与全新世活动断裂图(根据王乃梁等,1983)

3.5‰,但下游段的纵比降只有 0.7‰;漯水通过八宝山断裂时的纵比降为 3.3‰,下游进入北京凹陷时,其纵比降为 0.25‰～0.5‰。

第五章 海岸带构造地貌

地球上近二分之一的海岸带沿着或者接近构造活动和地震活跃的板块边缘分布。海岸构造地貌与构造背景密切相关，沿被动陆缘的平坦海岸带和沿汇聚板块边界的崎岖海岸带有明显不同的构造地貌特征。

现今海平面是测定地壳垂直运动和评价海岸带近期构造稳定性的参照物。验潮数据和考古资料能揭示近代海面变化过程，海岸带构造地貌分析可提供构造活动状况和海面升降历史。根据地貌记录所得到的过去海平面高度是由长期地壳升降运动和气候变化影响海洋水体增减而共同作用形成的。在构造地貌研究中，需要剔除非构造的海平面升降的影响才能得到真正的地壳垂直运动的数值。根据更新世海岸线变化记录，可分析长期地壳升降运动状况，测定海岸地貌的年龄，提供长期地壳形变的速率。由于观测技术和测年技术的发展与应用，人们对海岸带构造地貌认识有了长足进步。

世界上很多人口集中区都分布在构造活动的海岸带，常受到大地震的威胁。因而，海岸带活动构造地貌研究颇受关注。沿构造活动的海岸带，在全新世海岸线序列中，通常记录了多次导致海岸线升降的地震事件，如有测年数据可得到地震的活动周期，从而为预测未来地震可能发生时间提供一种方法。

第一节 海岸带构造背景与海岸类型

一、板块构造与海岸类型

根据海岸处于板块的不同位置，可以划分三种海岸类型：即板块前缘碰撞海岸，板块后缘拖曳海岸和陆边缘海岸(图 5-1)。

板块前缘碰撞海岸是指大洋板块向大陆板块俯冲时，与大陆边缘或岛屿碰撞形成的海岸。这一类型海岸是活动构造海岸，在构造抬升背景下海岸发生局部构造断陷和隆升，火山地震频繁，大陆架较狭窄，海沟很深，岸线平直。地貌上表现为山脉和丘陵，抬升的海岸阶地，陡峭的海蚀崖，岬角和岛屿以及海蚀岩柱等侵蚀地形。在低纬地区，珊瑚礁甚至沿海岸线形成狭窄的珊瑚台地。南美洲多山的西海岸为板块碰撞的活动构造海岸带，沿秘鲁—智利近海海沟快速的板块汇聚和俯冲作用使区域性地壳上升和下降，形成高大的褶皱山系，沿岸有深达 5000 m 以下的海沟，现代火山有 100 多座，其中尤耶亚科火山是世界上最高的活火山，海拔 6723 m(Plafker, 1972)。该地区也是世界上现代地震活

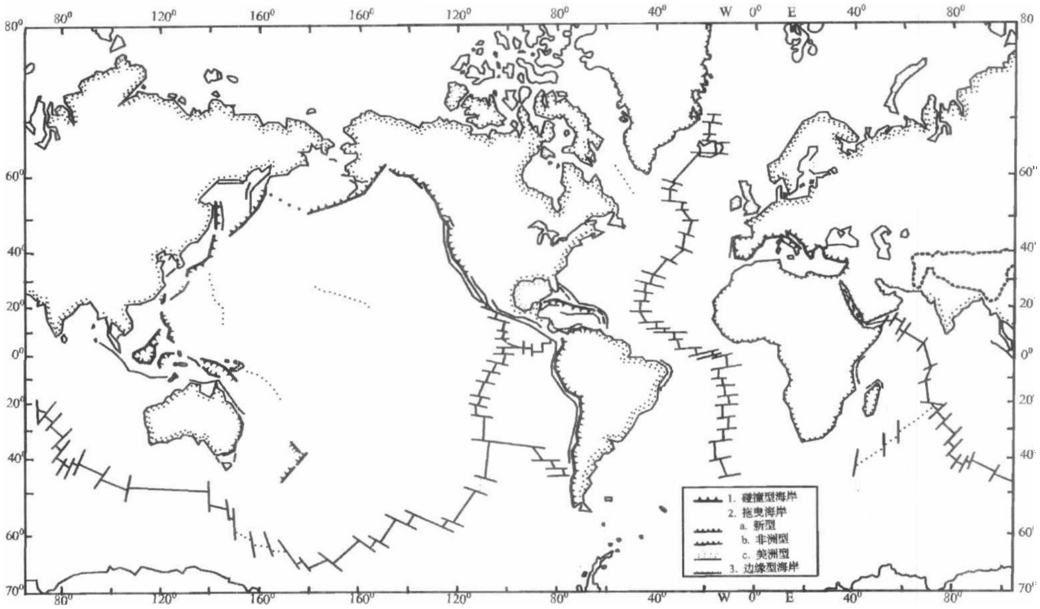


图 5-1　全球板块构造与海岸类型(Inman and Nordstrom, 1971)

动强度最大区域之一，1960 年智利曾发生 8.5 级地震，50 年后的 2010 年 2 月 27 日智利太平洋沿岸又发生一次 8.8 级大地震。北美西部加利福尼亚的丘陵多山海岸也是板块碰撞的活动构造海岸，地貌上除表现为沿岸山脉外，并发生与板块汇聚有关的缓慢区域上升和局部的盆地沉降，沿圣安德列斯断层上发生多次地震，1989 年的一次 6.9 级地震，太平洋板块向西北方向移动约 2 m，并高于北美板块 1.2 m。在太平洋西海岸从阿留申群岛、日本群岛到菲律宾呈一岛弧系，也是一碰撞海岸，火山地震频繁，1923 年日本关东大地震(M＝8.3 级)海滨隆起估计有 3 m 左右(松泽武雄，1976)。2011 年 3 月 11 日，东日本地震达到 9 级，海底发生大幅度地壳错位，形成巨大海啸。

板块后缘拖曳海岸位于大陆或岛屿的边缘，随着大洋扩张，地幔物质沿大洋中央裂谷喷出，大洋中脊向大陆边缘推移，在板块后缘形成拖曳海岸。根据板块发展的不同阶段和地貌特征，又分为：① 新生板块后缘拖曳海岸。如红海、亚丁湾和加利福尼亚湾沿岸等新生板块的扩张拖曳海岸，地形陡峭，大陆架狭窄或不发育，只有局部狭小海滩；② 非洲型板块后缘拖曳海岸。非洲东西岸海岸地形受分裂前古地形的影响沿岸有高原丘陵和平原；③ 美洲型板块后缘拖曳海岸。美洲大西洋海岸沿岸具有宽广的海岸平原，宽阔的大陆架，以及平缓的大陆坡，入海大河发育三角洲，形成宽阔的沙滩与岸外沙堤等沉积地形，北美东南大西洋沿岸具有地貌起伏较小和平坦堆积地形，很多地区紧邻岸外沙堤(Oaks 和 Du bar，1974)。板块后缘拖曳海岸偶然也会发生破坏性地震，如 1886 年美国南卡罗来纳州查尔斯顿地震，烈度达到Ⅸ度(Hays and Gori，1983)。

陆边缘海海岸是在岛弧内侧的大陆边缘形成的海岸。海岸地形多大平原和丘陵，发育大河三角洲，岸外有宽阔的大陆架，例如亚洲的太平洋海岸的碰撞岛弧内侧的陆边缘海海岸。

二、地质构造与海岸类型

在基岩海岸，地质构造控制海岸类型，主要是构造线（断层走向和褶皱轴走向线）与海岸线的交切关系而形成不同类型的海岸类型。当地质构造线与海岸线平行时，称为纵海岸，其地貌特征是海岸线较平直，岸滨线常是断层崖，如台湾东海岸（照片 5-1），或者沿岸发育一些构造线与岸线平行的岛屿，如亚德里亚海东海岸。构造线与海岸线斜交时，称为横海岸，其地貌特征是：海岸线弯曲，海岬与海湾相间分布，海岬处发育各种海蚀地貌，海湾处形成宽阔的海滩和各种砂堤等堆积地貌，西班牙西北部海岸和我国山东半岛荣成湾一带都属于这一海岸类型。



照片 5-1 台湾东海岸断层崖海岸

海岸带构造运动形成上升海岸和下降海岸。上升海岸的各种海蚀和海积地貌将被升高，海岸带水下斜坡抬升形成海滨阶地，海蚀崖和海蚀穴高出现代海面以上，砂质海滩的沿岸堤，从老到新依次降低，水下砂堤出露海面之上而成离岸堤或与陆地相连成为陆连岛，潟湖也因海岸上升而干涸。下降海岸，海水沿沟谷或低地侵入陆地，尤其是地形起伏的基岩低山丘陵海岸，海岸线多弯曲，水下岸坡坡陡水深，波浪加强，在岬角处波能汇集，海蚀崖被冲蚀后退，海湾处波能辐散而发生堆积形成海滩，海岸线弯曲度逐渐减小而趋于平直。在下降的砂质海岸，沙堤受波浪冲刷向陆方向移动，并覆盖在潟湖沉积物之上，向海的一坡潟湖沉积常被冲蚀而出露，沙嘴也因海岸下降而改变位置，一方面向陆方向迁移，一方面不断向前伸长，老沙嘴的弯曲尾部留在沙嘴内侧形成一些弯曲的小沙嘴而构成复式沙嘴。如果供给沙嘴的泥沙量减少或断绝，沙嘴就会受到冲蚀破坏乃至消失。

第二节 海面升降及其地貌效应

一、海面升降的表现

海面相对陆地有上升，也有下降。海面升降从地质历史时期至今一直都在进行，人

们早就知道有些地方海面下降陆地扩大，海岸线向海洋方向伸长，有些地方海面上升陆地下沉被海水淹没，海岸线向陆地方向后退。最著名的例子是意大利那不勒斯海湾古罗马的塞拉比斯神庙残存的三根大理石石柱所记录的海面升降变化。石柱高 12 m，石柱下面是大理石地面，地面以上到 3.6 m 处曾被海相沉积物、砖屑垃圾、火山灰和温泉沉积物所掩埋，所以石柱平滑无暇。从 3.6 m 到 6.3 m 一段曾浸在海水之中，瓣鳃类动物在石柱上镞成小孔作为巢穴，因而在石柱上形成许多斑痕。6.3 m 以上出露在海面以上，未被蚌蚀，石柱保持洁白光滑。该庙建于公元前 2 世纪，由于海面缓慢上升，到了 13 世纪，古庙沦于水下，15 世纪古庙被水淹没深达 6 m 之多，到了 16 世纪中叶海面开始回落，石柱又重新出露在海面以上。19 世纪初海面又开始上升，1828 年大理石地面的水深为 30 cm，到了 1878 年，水深已达 65 cm，1954 年水深达 250 cm。

海面升降在世界其他地方也都有记录。荷兰西北部因海面上升而入侵陆地的现象非常严重，荷兰人为了保护自己的土地而筑起许多世界闻名的海堤，随着海面上升，海堤也不断增高，从 1570 年开始阿姆斯特丹整个城市都受到海水入侵的威胁，因而把与大海相通的须德海用堤坝封闭起来。意大利的波河三角洲也因海面上升给沿岸建筑物带来巨大危害，三角洲以南的那温拉城的一条古老大街现已沦于海面以下。与此同时，其他一些地方却发生海面下降，瑞典与芬兰交界处的波的尼亚湾北端有一个托尔尼奥港，由于海面下降不到 100 年该港就不能利用了，许多旧码头现已位于离海很远的陆地，以前的巨舶航道现在连小艇都不能通行。

在地质历史时期，海面升降留下许多地貌现象。高海面时期的海岸线在海岸带形成阶梯状地形，波浪侵蚀作用形成的许多海岸地貌都位于现代海面之上；低海面时期形成的各种海岸地貌被海水淹没位于现代海面之下。

上述种种实例说明，有些地方海面上升，另一些地方海面下降，或者在同一地点有时海面上升，有时海面下降。形成海面升降有如下诸多原因。

二、海面升降的原因

海面升降是由多种原因造成的。如海洋水量的增减，洋盆体积的扩大和缩小，地壳构造运动，火山活动，地表负荷和卸载引起的均衡作用以及海洋温度等都可引起海面升降变化。归纳起来可分为两大类，即海洋水体增减形成海面绝对的升降变化，称为水动型海面变化；其他原因引起海面相对升降的变化，则称为地动型海而变化。

绝对海面升降是由气候变化引起陆地上冰川增长和消融而使海洋中水量变化形成的海面升降。冰期时，大陆上形成冰川或冰盖，进入海洋中的水量减少而使海面下降，末次冰期鼎盛时期大约在 1.5～2 万年的海平面比现在海平面低 100～150 m；当气候转暖，陆地上冰川逐渐融化，进入大洋的水量增多，海面开始上升，恢复到冰期之前时期的高度。绝对海面变化是全球范围的，也称真实海面变化。

相对海面变化是由地形升高或降低而形成的海面升降变化，海洋水体并未发生增减。地壳构造运动、海底扩张、火山活动和泥沙沉积都可能使洋盆体积改变而形成海面升降，或者冰川积累和消融形成地壳均衡作用也可形成海面相对升降变化。洋底扩张使洋盆体积变化形成的海面升降幅度最大可达 500 m 左右，这是在数千万年时间尺度出现

的，对海岸带以几十万年计的地貌发育影响不大；海岸带火山活动在短时期内陆地相对海面虽有明显的升降变化，但影响范围较小；海洋沉积物的堆积虽能使洋盆容积发生改变而使海面上升，这个数字也非常小，如每年注入海洋的泥沙量按 220 亿吨算，海洋沉积物比重为 1.6，则碎屑沉积物的体积为 13.75 km^3，海洋的面积为 36105 万 km^2，一年内海面只能上升 0.038 mm，还要考虑沉积物的压缩作用，这个数字就更小了，只在河口区泥沙堆积较快对海面局部变化有较明显作用。冰期时，大陆冰川增长使地壳负载而均衡下沉，间冰期大陆冰川消融地壳卸载而均衡上升。冰盖的负荷和卸载形成的地面升降非常明显，如斯堪的纳维亚冰后期的冰川消融形成地壳均衡抬升达 300 m 以上，现仍以 6～9 mm/a 的速度继续抬升(Devoy, 1987)。但大陆上冰盖只分布在高纬地区，由冰盖负载或卸荷的地壳均衡形成的海面相对升降也只分布在特定的区域。

全球许多海岸都是位于板块的边缘地带，板块边缘的地壳构造运动十分强烈，由于板块的强烈碰撞，不断受到持续的构造运动影响，许多以断裂为边界的地块发生升降变化。在巴布亚新几内亚的休恩半岛的现代海岸线以上呈阶梯状分布着一系列珊瑚礁平台，这一地区位于太平洋板块和印度洋板块的碰撞地带，由于构造作用海岸带不断抬升，一些地区平均以 4 mm/a 的速度上升。在构造活动强烈的海岸带所表现的相对海面升降幅度较大，可达数百米之多。

三、海面变化的地貌效应

海面变化的地貌效应主要有两方面。一是海面升降使宏观地貌格局发生改变，另一是海面作为地貌侵蚀基准面，控制海岸带的地貌侵蚀和堆积作用而影响地貌发育。

1. 海面升降与地貌宏观格局

在大陆边缘浅海区，海面升降的宏观地貌格局变化最为明显。第四纪低海面时，海面比现在低 100～150 m，许多大陆架都出露在海面之上，海岸线向海方向迁移，大陆与岛屿之间或大陆与大陆之间的海峡出露在海面之上，相互连结起来形成“陆桥”。阿拉斯加和西伯利亚之间的白令海峡，澳大利亚大陆与巴布亚新几内亚之间的托雷斯海峡，英国与欧洲大陆之间的多佛尔海峡，低海面时期都形成陆桥。东南亚的一些岛屿也都与亚洲大陆相连。大陆架的出露形成大片陆地，使陆地上的许多大河向海方向延长，当时的长江从现在的河口向东南延伸 600 多千米于钓鱼岛附近入冲绳海槽，欧洲的易北河、莱因河、泰晤士河和非洲的刚果河等在大陆架上也都延伸了百千米以上。冰后期高海面时，大陆架上的河流又被海水淹没而成沉溺谷地。美国大西洋沿岸从长岛向东南外海延伸有一条规模较大的沉溺谷地，它的顶端呈浅平半圆形，沿海底向下逐渐变深达 100 m，沉溺谷地两侧的大陆架深度只有 40 m，溺谷的宽度一般为数千米，尾段扩大到 25 km，形似一宽大的河口(图 5-2)。

在高纬地区，海面上升淹没一些冰川谷地而成峡湾，如挪威南部岸外大陆架上的斯卡格拉克海峡和加拿大的拉布拉多半岛东南沿海岸延伸达 400 多千米的海槽等。在低纬地区，低海面时，海洋中的珊瑚礁群体出露在海面以上形成珊瑚岛或岸礁，雨水对这些出露在海面以上的珊瑚礁岛进行侵蚀和溶蚀，礁体顶部破坏成不平的礁顶，随着雨水向礁体内部渗流，便在礁体中形成溶洞，当溶洞顶部崩塌后形成“天窗”并向下深入到礁顶

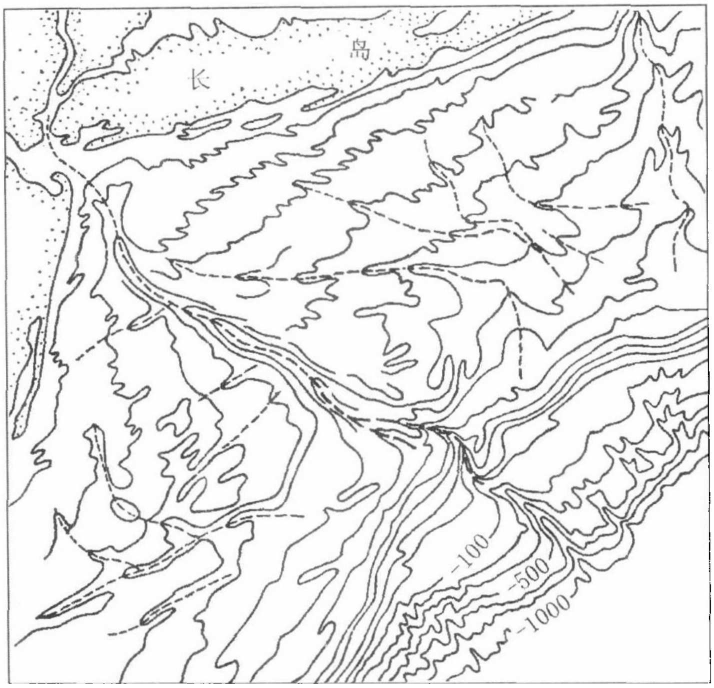


图 5-2　美国长岛外大陆架上的溺谷(奎年,1950)

之下的古礁体中,这种现象除在澳大利亚北部托雷斯海峡陆桥有发育外,在加勒比海地区礁体中也有表现。当海面上升,生长在火山岛的珊瑚随海面上升而不断向上生长,礁体逐渐变成堡礁或环礁。

2. 海面升降与海岸带地貌的侵蚀与堆积

海面下降使海滨线升高并超出海面,形成海滨阶地,水下斜坡也随着海面下降而发生变化。当一个接近均衡状态的水下斜坡在海面下降时,水深变浅,波浪变形,中立带以上的水下斜坡向岸的进流速度大于退流速度,泥沙向岸搬运并堆积在沿岸位置,使海滩增大,沿岸砂堤向海增长,高度逐渐降低,海岸线向海方向迁移;在中立线以下水下岸坡,水深变小后,波浪作用形成的退流速度大于进流速度,泥沙沿斜坡向海方向搬运。在以侵蚀为主的海岸带,海面下降使海蚀崖逐渐脱离波浪作用并形成岩滩。如岩滩的坡面较缓,海水较浅,便发生堆积作用;如岩滩较陡,岸外水深较大,侵蚀作用加强,形成新的一级海蚀平台。

海面上升,海水淹没陆地,岸外水深加大,波浪作用加强,海滩和沙堤受到强烈侵蚀,被冲蚀的泥沙一部分堆积在水下岸坡,塑造新的适应海面上升后的水下斜坡;另一部分泥沙越过沙堤,堆积在沙堤的后侧,使海滩和海岸线不断向陆方向移动。如泥沙覆盖在潟湖之上,使潟湖面积缩小,由于海滩和沙堤向海一侧被波浪冲蚀,在海滩和沙堤沉积物之下常出露潟湖沉积物。在堆积作用较强的海岸,沿岸沙堤覆盖在老沙堤之上,并不断增高。当海滩侵蚀物质与岸坡下段堆积物相等,水下岸坡按原有坡形向陆方向移动。

海岸带的入海河流都是以海面为侵蚀基准面,海面升降必将导致河流的入海口段的侵蚀堆积过程发生变化。当海面上升时,侵蚀基准面抬高,入海河流下游段被海水淹没,

河流搬运能力减弱，河流将形成加积，河谷中沉积一层海相沉积；当海面下降，河流发生下切侵蚀并不断向上游扩展，切开海面上升时在河谷中的沉积物，形成裂点和阶地（图 5-3）。山东半岛北部海岸带全新世以来，海面多次升降变化，使入海河流下游有三次堆积期和三次侵蚀期，三次侵蚀期的时代分别为 10 kaB. P. ，4 kaB. P. ，1. 6 kaB. P. ；三次侵蚀期的时代分别为 8. 2 kaB. P. ，2. 3 kaB. P. ， 0. 6 kaB. P. ，堆积期与海面上升对应，侵蚀期与海面下降对应（表 5-1）。

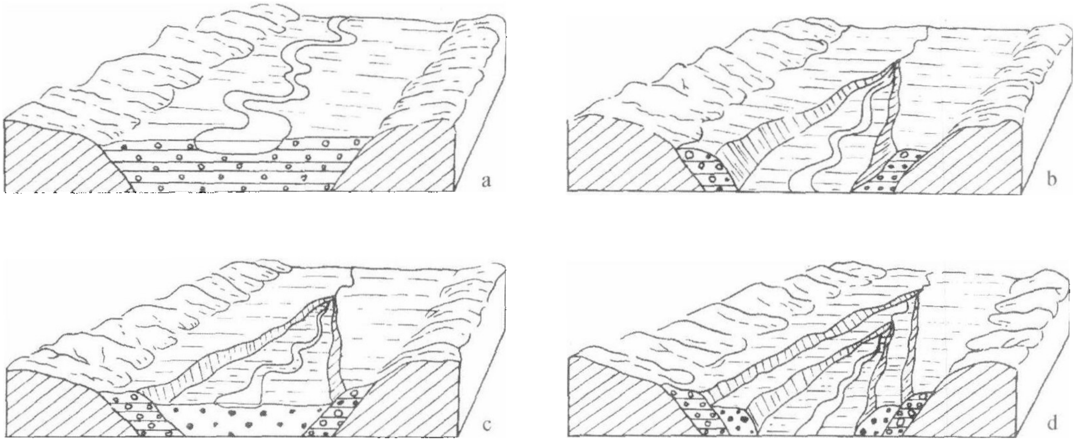


图 5-3 海面升降变化与海岸带地貌发育

a. 海面上升，河流发生加积，并形成厚层沉积物；b. 海面下降，河流溯源侵蚀，形成一级裂点和阶地；c. 海面再次上升，在河谷内形成新沉积；d. 海面再次下降，又形成一级裂点和阶地

表 5-1 山东半岛全新世以来海面升降与河谷地貌发育(根据王庆)

<table>
<tr><th>相对海面变化</th><th>河谷堆积开始时期</th><th>河谷溯源侵蚀开始时期</th></tr>
<tr><td>下↓降</td><td rowspan="3">III</td><td>III</td></tr>
<tr><td>—600 aB. P. —</td><td>—600 aB. P. —</td></tr>
<tr><td>上↑升</td><td rowspan="3">II</td></tr>
<tr><td>—1500 aB. P. —</td><td>—1600 aB. P. —</td></tr>
<tr><td>下↓降</td><td rowspan="5">II</td></tr>
<tr><td>—2300 aB. P. —</td><td>—2300 aB. P. —</td></tr>
<tr><td>↑</td><td rowspan="7">I</td></tr>
<tr><td>上↑升</td></tr>
<tr><td>↑</td></tr>
<tr><td>—4000 aB. P. —</td><td>—4000 aB. P. —</td></tr>
<tr><td>稳　定</td><td rowspan="6">I</td></tr>
<tr><td>—6000 aB. P. —</td></tr>
<tr><td>↑</td></tr>
<tr><td>↑</td><td>—8200 aB. P. —</td></tr>
<tr><td>上↑升</td><td></td></tr>
<tr><td>↑</td><td></td></tr>
<tr><td>—10 000 aB. P. —</td><td>—10 000 aB. P. —</td><td></td></tr>
</table>

第三节 海滨阶地

一、海滨阶地的形态特征与形成过程

海滨阶地是海面下降或海岸构造上升的产物。海面变化主要是相对大地水准面的构造运动所引起区域性海面相对升降和第四纪冰期间冰期旋回使全球海面绝对升降变化。海滨阶地按结构有两种类型，以沉积物堆积或珊瑚礁生长有关的堆积阶地和以波浪侵蚀作用形成的侵蚀阶地。海面下降在海洋和陆地交界处可留下明显的地貌记录，最为普遍的就是海滨阶地。

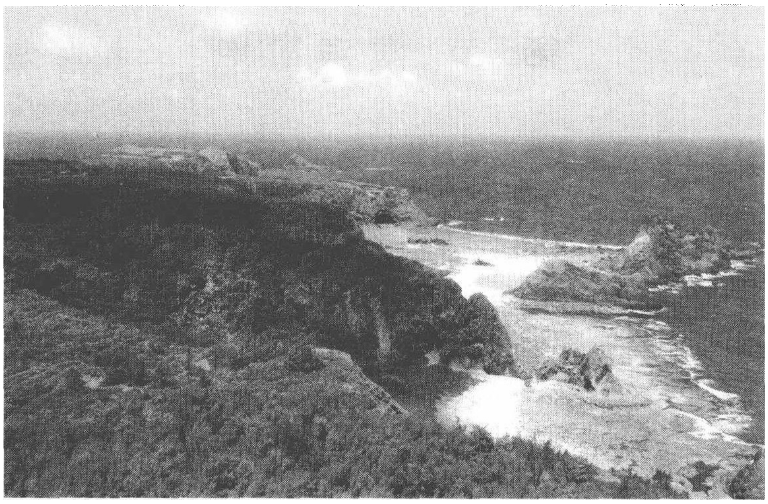
当波浪冲击海岸，使岩石破碎和崩塌，形成海蚀崖。海蚀崖下部与海面高度相等处，在波浪冲淘下形成海蚀穴。随着海蚀穴的不断加深，海蚀崖越来越不稳定而崩塌后退，海蚀平台增宽。波浪作用可以将崩塌的物质磨碎并沿着海岸线方向或垂直海岸线方向搬运，在水深等于 1/3～1/2 波长处波浪作用消失，搬运作用停止。一般情况下，海蚀平台的最大宽度可达数百米，坡度大约为 0.05～0.01，较坚硬岩石的坡度可达 0.03～0.1，深度不超过基波线，大多在 10～20 m。当海面下降或陆地上升，海蚀平台便露出海面形成海滨阶地(照片 5-2，照片 5-3)。



照片 5-2 台湾岛东北鼻头角海蚀崖上发育多层海蚀洞，反映海岩构造抬升过程

海滨阶地由两个特征面构成：向海洋微微倾斜的海蚀平台面和陡倾的海蚀崖面。这两个面的交角称为海滨线角，交线称为海滨线，即海蚀平台后缘线。海蚀穴的位置，代表海蚀平台形成时的海面高度。在研究海岸抬升高度时，确定海滨线和海蚀穴的位置很重要。

珊瑚生长的海洋可形成珊瑚礁组成的海滨阶地。珊瑚礁有原生礁和次生礁两类，原生礁是珊瑚死亡后在其骨骼上再生长珊瑚不断堆积而成的；次生珊瑚礁是原生珊瑚礁体经波浪侵蚀搬运再沉积的礁体，次生礁挟杂有贝壳碎片和海藻，还可能有不同岩性的砂砾。最适宜珊瑚生长的海水温度是 25～30℃，最高不超过 36℃，最低不低于 18℃；海水



照片 5-3 台湾绿岛东岸海蚀平台、海蚀柱、海滨阶地。海滨阶地高出海面 80 m，反映构造抬升

盐度为 27‰～40‰，珊瑚一般生长在 20 m 水深处，最大可达 40～60 m（王颖等，1994）。当海面稳定在某一高度较长时间，珊瑚生长可形成与海面高度接近的平台，成为指示海面高度的标志。如海面抬升的速率快于珊瑚的生长速率，珊瑚位于海面以下，只有当海面稳定后，珊瑚才能达到或接近海面的最大高度。在海面下降过程中的短暂稳定时期，波浪会在珊瑚礁体上形成海蚀穴，海面稳定时间较长将形成珊瑚礁阶地（照片 5-4）。



照片 5-4 台湾垦丁珊瑚礁海岸

海滨阶地形成过程中受构造和气候两种因素影响，根据海滨阶地分析构造运动时，需要考虑气候影响海面升降变化。最近几十年来，第四纪海面的重建研究工作有进一步发展，尤其是 135 ka 以来的海面变化曲线有很高的清晰度。大约距今 135—75 ka 的末次间冰期，陆地上的冰川大量融化，海洋水体增多，形成的高海面比现今海面高 6 m 左右，而后的末次冰期中的最低海面比现今海面低 100～150 m。在末次间冰期和末次冰期中又有不同的冷暖阶段，海面相应发生涨落，形成阶地，出露的海滨阶地可以和不同时期高

海面对应(图 5-4)。

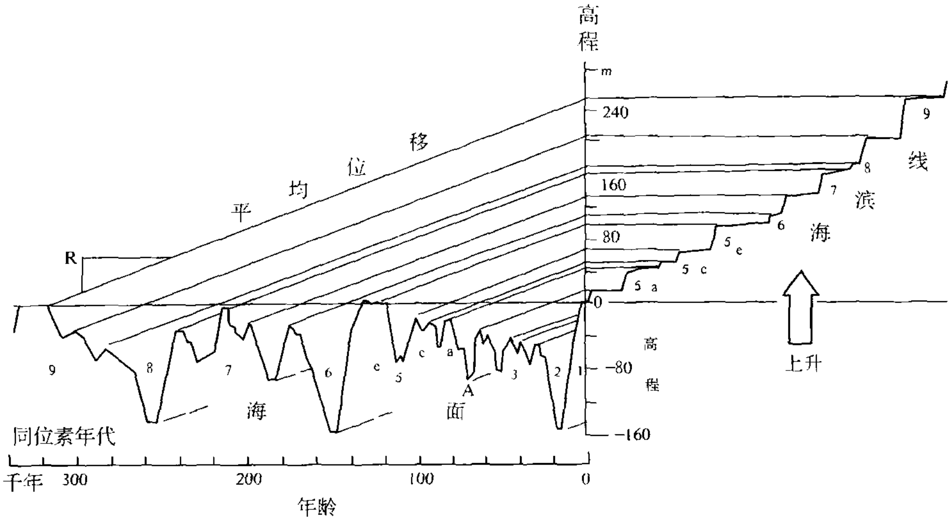


图 5-4　更新世海面变化和海滨阶地 (Lajoie,1986)

135 ka 以来海面变化的年代通过海滨阶地上珊瑚的铀系年代分析和深海氧同位素研究已经确定,大多数上升海岸带保存良好的且有可靠断代的海滨阶地,它们相当于末次间冰期的 140 ka、104 ka 和 82 ka 的高海面位置。这三个高海面位置分别与深海氧同位素亚期 5e、5c 和 5a 相对应,相应海滨阶地经常以这些数字字母表示(Shacklaton and Opdyke,1973;Chappell,1983)。75 ka 以来末次冰期的间冰阶高海平面海滨阶地,只有在上升速率达到 0.3～1.0 m/ka 才能使它们升到现今海面以上的地方。135 ka 以前的海面变化曲线只能是近似的,原因是老阶地的年龄不够精确,而且老阶地保存较少,大多数更新世海岸线正在消失,或者由于年轻海岸阶地形成过程中海蚀崖后退使老阶地沿岸分布不连续,一般大于 400 ka 的海岸线保存不好。虽然随着时代更早,海滨阶地的记录的精度降低,在许多构造上升海岸,沿陡峭的海岸斜坡,仍有一些更新世海滨阶地高出现今海面以上达几百米。在稳定或缓慢上升的海岸线,超过 2.4 Ma 的海岸线也可保存下来(Ward,1985)。

二、海滨阶地的构造变形

海滨阶地受活动构造影响发生不同形式的变形。如阶地的拱曲变形、倾斜变形和错断变形等。

(1) 海岸带的一些活动褶皱构造在地貌上表现为凸起与凹陷,使海滨阶地发生拱曲变形,岸边线弯曲,隆起部位向海突出,形成小半岛,拗陷部分向陆凹进,形成小海湾。台湾东海岸从花莲岛到台东港的海滨阶地受褶皱构造活动影响,形成六处隆起,隆起轴与岸线近于垂直,隆起地段的海岸线向海突出,形成半岛,岸外海底地形也相应升高,使 1000 哻(相当于 1828.8 m)的等深线向外海伸出 10～30 km,隆起之间为较低的向下挠曲的地段相隔(图 5-5)。

拱曲的海滨阶地面是近期地壳褶皱形成的,很多地方,现代海滨升降变化和海滨阶

地所表现的构造地貌特征十分相似，不同时代的各级海滨阶地的褶皱构造变形量不等，高阶地变形比低阶地更强烈一些，这是在长期褶皱构造基础上发展的继承性构造活动。在海岸带许多地方都能见到这种现象，例如阿拉斯加1964年大地震形成20万 km^2 范围的宽缓地壳挠曲，在基奈半岛和科迪亚克岛以东形成一条北东走向的隆起区，基奈半岛和科迪亚克岛为拗陷区。上升区有6万 km^2，平均上升约1～2 m，向西北倾斜，在上升区西北约11万 km^2 的范围下降，最大下降量达2 m（图5-6）。这次大地震地表形变与早更新世海滨阶地显示的长期变形一致。但有些地区，褶皱的海滨阶地变形特征并不与基岩构造一致，这是新生的现代地壳褶皱。

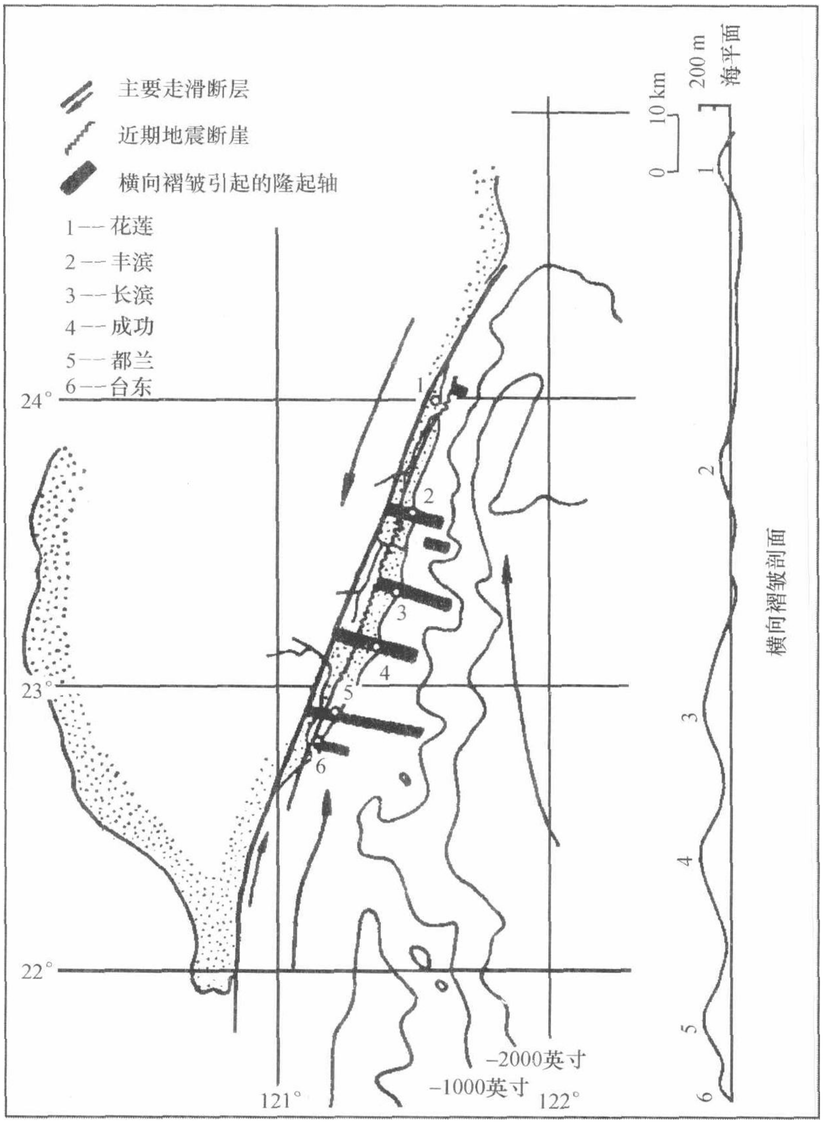


图5-5 台湾东海岸陆上与水下形成的活动褶皱构造地貌，剖面图表示花莲至台东之间海滨阶地的横向隆起（根据 Biq Ching-Chang，1971）

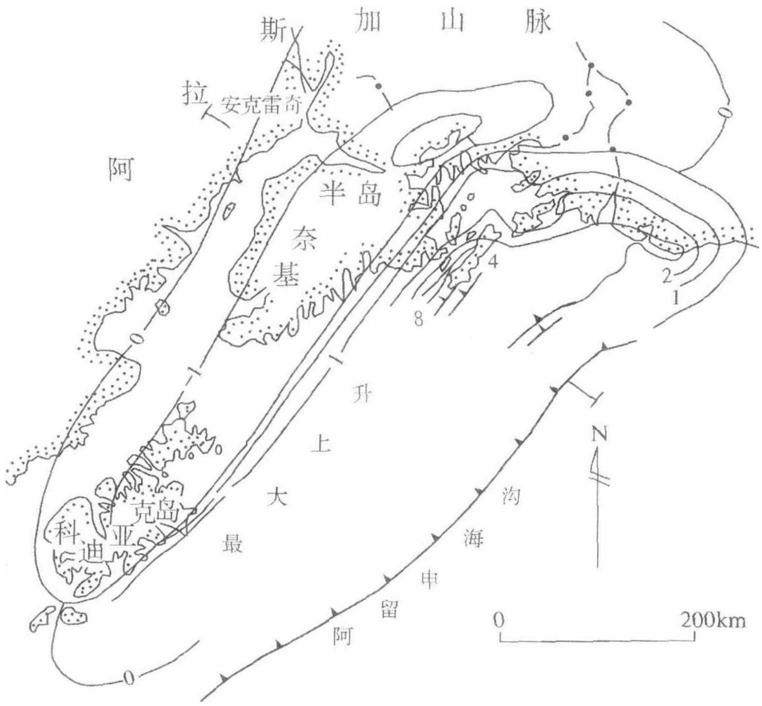


图 5-6 阿拉斯加 1964 年大地震形成海岸线地壳挠曲升降（Plafker,1972）

（2）海岸带断层活动常把海滨阶地错断而不连续，尤其是断层的垂直活动在地貌上更为明显。由于断层活动时间和性质的不同，海滨阶地的错幅也发生不同变化。如果断层在所有阶地形成后才开始活动，则各级阶地错幅相等；如高阶地错幅大于低阶地错幅，说明断层长期活动，在最高阶地形成时开始活动，直到低阶地形成时仍未停止。

新西兰北岛塔拉纳基的多级海滨阶地都被断层错断，700 ka 以来有连续活动，使从老到新的各级海滨阶地错幅逐渐减小（图 5-7a）。美国加利福尼亚文图拉附近，横跨红山逆断层（RMTF），40 ka 的海滨阶地垂直错移 45 m（图 5-7b）。长期滑动平均速率为 1.1 m/ka。

我国山东半岛北部沿岸有五级海滨阶地，最低一级阶地现位于水下，地表的四级阶地都被牟平-即墨断层错断（图 5-8），其中第四级阶地错距为 40～45 m，时代是 124 ka，断层活动平均速率为 0.32～0.36 mm/a；第三级阶地错距 26 m，时代为 106 ka，平均速率为 0.24 mm/a。断层以西出露的第一级和第二级海蚀阶地也都被错断，它们的时代分别为 40 ka 年和 81 ka，说明晚更新世以来牟平-即墨断层长期活动。

（3）海岸带的不同地点构造上升幅度不等，使海滨阶地发生倾斜。如果倾斜的不同时代的海滨阶地是平行的，表明倾斜上升发生在最低一级海滨阶地形成时或形成后，或是某一次大地震发生的倾斜变化。日本佐渡岛 1802 年大地震时，海岸不等量抬升，形成一级海滨阶地并发生倾斜，位于这级阶地以上 2 m 的 6 ka 前的海滨阶地也发生同步倾斜，两级阶地面保持平行（图 5-9a）。两级阶地之间的 2 m 的高差是在 6000 年以来至 1802 年之前逐渐或突然的等量上升所致。

当多级海滨阶地发生倾斜并在一端收敛，另一端撒开，表明倾斜上升运动在最高一级变形的海滨阶地形成时就已开始，直至倾斜变形的最低一级阶地形成时仍在发展，倾

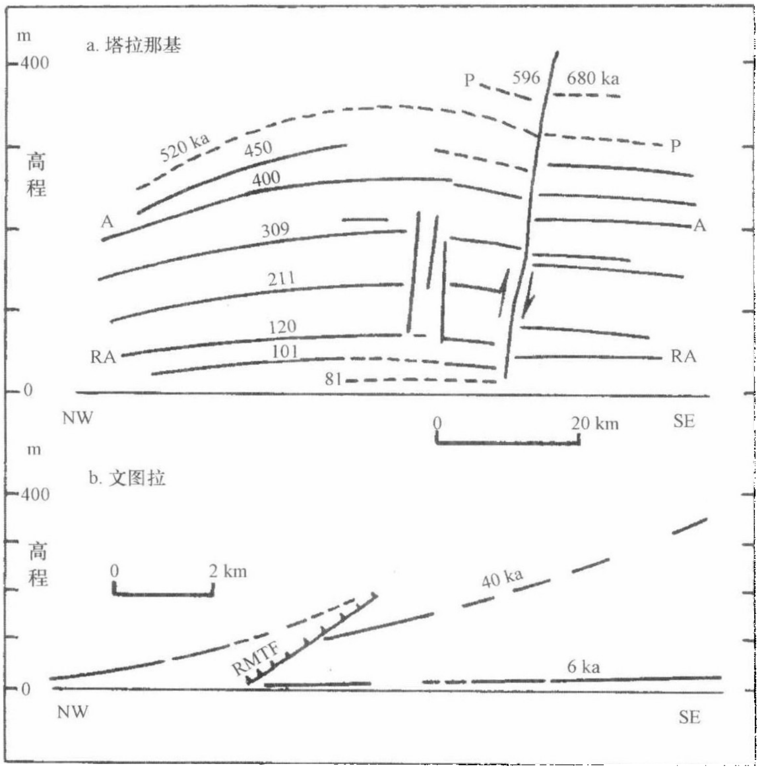


图 5-7 断层错断海滨阶地(Lajoie，1986)

a. 新西兰北岛塔拉纳基;b. 美国加利福尼亚文图拉附近

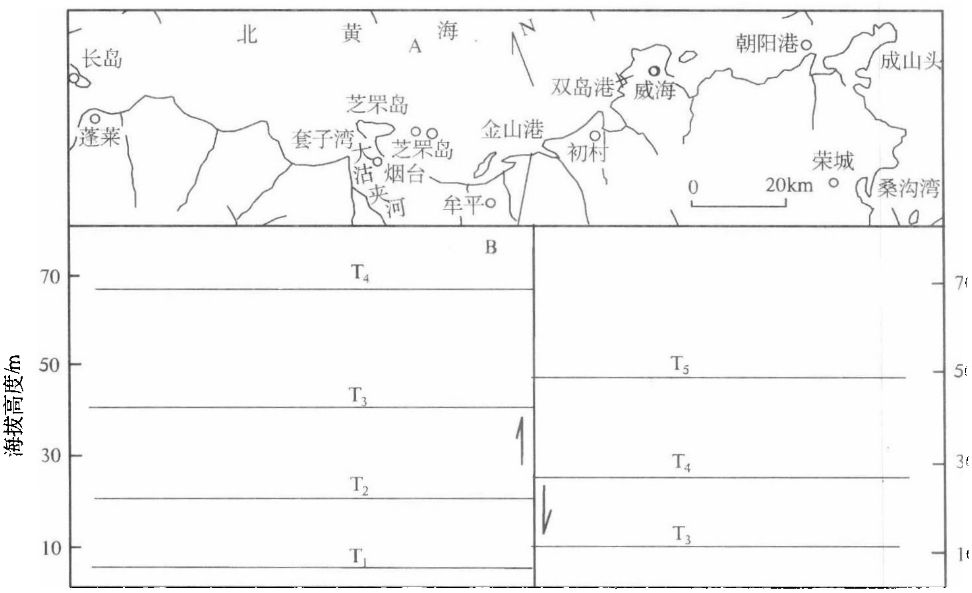


图 5-8 山东半岛北部沿海地区海滨阶地与断层活动(根据王庆,1998)

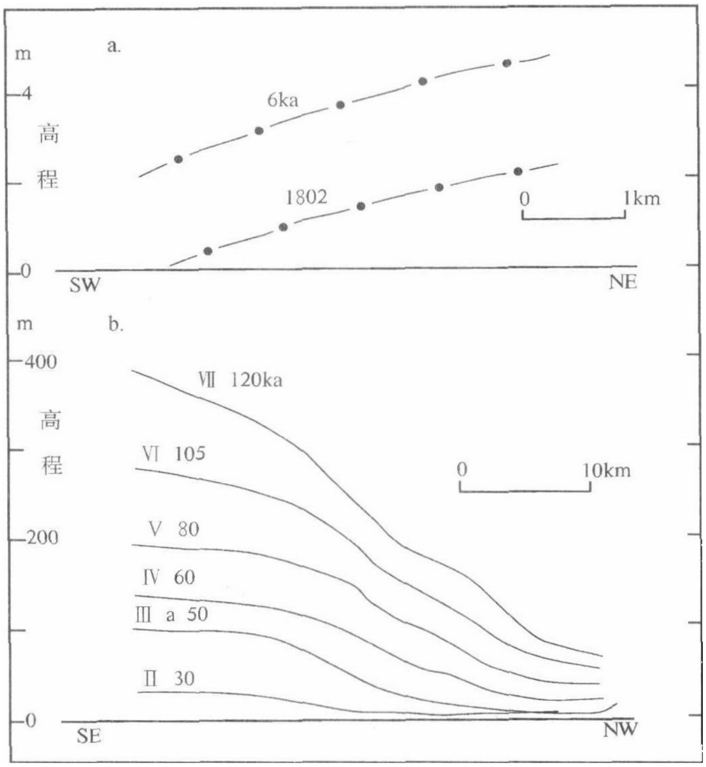


图 5-9 海滨阶地从剖面倾斜变形

a. 日本佐渡岛平行倾斜的海滨阶地纵剖面(Ota, 1976);b. 巴布亚新几内亚的休恩半岛晚更新世海滨阶地纵剖面图(Chappell, 1974)

斜变形是在较长时期内逐渐形成的,而且在不同地段的阶地抬升幅度不等。巴布亚新几内亚的休恩半岛有 6 级珊瑚礁海滨阶地记录了 120 ka 以来构造上升过程中,在不同地点上升幅度的变化状况,时代较早的海滨阶地比新阶地倾斜变形程度大,东南端的各级阶地高差也比西北端的大,同一级阶地面呈波折状变形(图 5-9b)。

三、海滨阶地的构造活动状况分析

海岸多次上升,形成不同高度的多级海滨阶地,记录了地壳垂直上升幅度和次数。根据海滨阶地沉积物的测年资料和地貌分析确定的阶地形成时代,可推算垂直上升平均速率和间隔时间。

海岸带地壳垂直构造上升幅度是海滨阶地现今高度和海洋水体增减形成海面升降幅度的代数和。海面上升取正值,海面下降为负值。阶地垂直上升幅度除以海滨阶地年龄,可得到地壳构造上升平均速率。

上升的更新世海滨阶地序列中,通常只有一二级海滨阶地可以断代,其他阶地年龄常用海岸带平均上升速率推算。美国加利福尼亚圣克鲁斯附近海滨共有 6 级侵蚀阶地,其中三级低海滨阶地由古生物、氨基酸和地貌学方法作了年代确定,根据阶地高度推算平均上升速率为 0.35 m/ka,由此外推其他更高海滨阶地的年代(Hanks et al., 1984)。这种方法是假定地壳长期上升速率没有多大变化的条件下。实际上,在一些海岸带,上

升速率是不同的，有些海岸长期的构造上升平均速率有明显的变化。例如巴巴多斯岛基督市区，放射性测年为距今 300—200 ka 的海滨阶地，平均上升速率为 0.5 m/ka，而距今 200 ka 以来平均上升速率只有 0.3 m/ka (Bender et al. ,1979)。全新世海滨阶地可记录短暂垂直构造位移的快速变化，特别是一次大地震形成的地壳快速上升幅度高达数米。如 1964 年南阿拉斯加威廉王子海峡 8.5 级大地震，密特雷顿岛最低一级海滨阶地上升达 3.5 m(Plafker and Rubin, 1978)。这种间歇性快速位移表明：构造变形是以不连续增量的形式发生，在低变速时，构造升降变化量在长期地貌侵蚀作用下不能明显地表现或保存，因而长时期的平均速率就要小很多。但在一些地区测到断层的长期垂直错断平均速率变化不大，日本本州西海岸外佐渡岛发育五级海滨阶地，其中 120 ka 的海滨阶地垂直错距为 75 m，断层垂直活动平均速率为 0.62 m/ka；6 ka 的海滨阶地垂直错距约 4 m，平均速率为 0.66 m/ka(Tamura, 1979)，两次不同时间段的断层活动平均速率变化很小。这种现象在南加利福尼亚海岸的断层也有表现，在文拉图镇附近 40 ka 的海滨阶地断层垂直错距 45 m，平均速率为 1.12 m/ka，被同一断层错断的 3.5 ka 的阶地错距 4 m，平均速率 1.14 m/ka (Sarna-Wojcicki,1986)，两者也非常近似。

从以上实例中可以看出：尽管一次大地震的断层错距可达数米，短暂时间内可能出现很高速率，但断层长期活动的平均速率变化不大。因而可根据断层活动的位移幅度和速率之间关系，对下一次地震发生的时间进行预测。

日本本州房总半岛发育四级海滨阶地，其中除最低的海滨阶地与 1703 年和 1923 年的东京地震时地壳上升有关外，其余三级海滨阶地根据贝壳化石的放射性碳年龄，分别为 1700a. B. P. ,3300a. B. P. 和 4900a. B. P. 。根据各级阶地之间高差和年代间隔，计算平均上升速率为 3.9 m/ka(图 5-10a)。假定上升速率为一常数，根据过去地震间隔时间则可对未来地震发生时间作出预测。房总半岛地区的下一次类似于 1703 年和 1932 年地震事件将在未来 0.8～1.3 ka 内发生(图 5-10b)。

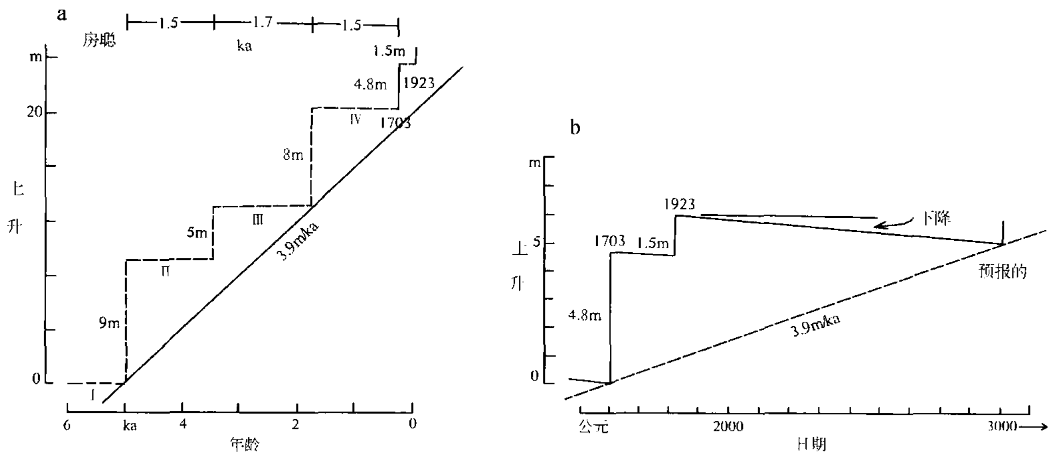


图 5-10 日本房总半岛同震上升(Matsuda et al. , 1978)

a. 海滨阶地高程、时代和平均上升速率；b. 按平均上升速率预测下次地震可能发生的时间

火山岛上的海滨阶地，由于火山活动而表现出较高的垂直活动速率。在西太平洋艾卢杰莫(Iwo Jima)火山岛上，根据海滨阶地高程和用放射性法和历史法测定的海滨阶地年龄，计算过去 800 年平均上升速率为 200 mm/a。验潮资料得到这段时间内上升速率是

100～800 mm/a 之间，表现为短暂快速向上脉冲，这与短期发生的小规模地下喷发有关（Kaizuka et al.，1983）。

全新世海岸的多次构造抬升，表现为多级阶地或古海滨线，全新世海岸的抬升过程，常挟杂着一些非构造因素的影响，如大风暴形成的高海面海滨线和高纬大陆冰盖消融引起的地壳均衡上升等。在北美哈得孙湾和北欧的芬兰、斯堪的纳维亚半岛和波的尼亚湾地区，距今 13 ka—7 ka 之间，冰后期均衡上升速率达 100 mm/a，现今仍以 6～9 mm/a 速率上升（Balling，1980）。

第四节　全新世海岸地貌与地震

世界各地木化石，泥炭和贝壳的放射性碳年龄研究表明，在距今 20 ka—15 ka 的末次冰期鼎盛期，海平面比现今海面低 100～150 m。7 ka—8 ka 以来，随着冰川消融，海面逐渐上升，在距今 5 ka—7 ka 海面快速上升到现今海面以上 3～6 m，以后逐渐下降到现今位置。

全新世海滨阶地是间歇性地壳运动或大风暴作用的产物。全新世海滨阶地序列中最高的海滨阶地通常表示距今 7 ka—5 ka 前的冰后期海面上升达到的最高位置，在其以下的低阶地，多是地壳间歇性抬升或大风暴形成的。露出海面的全新世海滨阶地只在地壳上升速率大于 1～2 m/ka 并在未被后来波浪侵蚀影响的地方才得以保存下来。

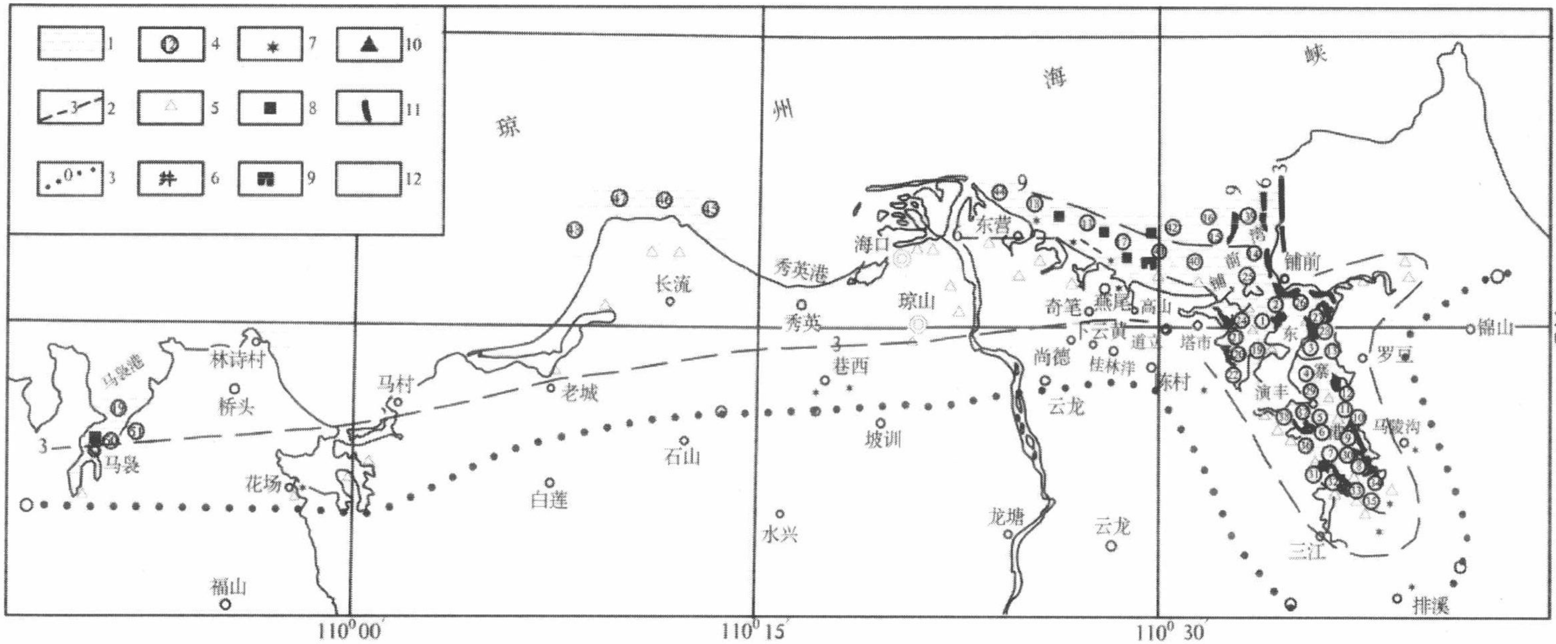
在上升很快的海滨，全新世海滨阶地位于现今海面以上一定高度范围内。在海湾区以及大河入海处附近，全新世海滨阶地通常形成砂砾堤，它们是比较精确的古海面高程标志。不过，在小于 1 m 的潮差海岸带，全新世海岸线标志，如岩壁上的水平冲蚀痕、微弱的水线以及海蚀崖等都不太明显（Pirazzoli et al.，1982）。

在过去的三千年内，绝对的海面升降幅度变化不大。因而，在许多海岸带发育良好的海蚀平台和珊瑚阶地可以作为全新世中后期构造的地貌标志。在砾石质海滩，风暴潮可形成砾石堤。由于砾石堤的顶部与海面相当，当砾石堤的高度超过风暴潮的高度则是海岸带构造上升所致。

许多海滩砂砾堤的形成与一次地震有关。新西兰北岛西南部的塔拉纳基海角高出海面 27 m 有 6 条砾石堤，记录了至少 5 次地震事件（Wellman，1969）。每次地震时海岸快速上升，在海滨形成新的砾石堤，因此根据上升的全新世海滨线序列，可推算地震活动次数和历史。但是，地震作用形成的砾石堤和大风暴形成的砾石堤常重叠在一起，这就需仔细分析，排除大风暴形成的砂砾堤后才能对构造活动状况作出正确判断，否则根据海滨线序列会过高估计地震的次数。另外，大风暴的波浪可能把早期地震形成的砂砾堤侵蚀破坏，这样就会使估计地震的次数偏少。

地震时一些地区由于海岸上升或下沉，在海岸人工建筑物上形成水线，潮间带留下有机物的洞穴，或者村庄和森林沉溺于海底，改变海岸线的形态。这些现象在海岸构造地貌研究中都有重要意义。如果确定沉溺村庄的遗址与当时海岸线的相对位置，就可确定地震事件的构造下沉幅度。

历史时期地震的海岸遗址例子很多。例如，1605 年海南琼州大地震由于陆地下降，在东寨港沿岸一带数十处村庄、坟场、牌坊和大片耕地等约有百余平方公里的陆地沉陷海底，位于现今海面以下 4～6 m 左右，有些地段达 11～13 m 之多（图 5-11）。一些较高部



1. 1605年琼州大地震造成陆地沉陷成海遗墟的位置、范围； 2. 沉陷幅度等值线(单位：m)； 3. 推测线； 4. 村庄遗址；
5. 坟场遗址； 6. 水井遗址； 7. 树林遗址； 8. 田地遗址； 9. 牌坊遗址； 10. 坟牌； 11. 崩塌遗址； 12. 墩、坡沉陷遗址。

图 5-11 1605 年琼州大地震陆地沉陷与遗址分布及地表沉降幅度等值线图(陈恩民等,1989)

位的水下村庄，在低潮位时还可出露海面。在前铺港一带地震后的400年间该区仍在不断下沉，范围不断扩大（图5-12），因此，海岸不断后退，海堤加高，红树林向陆地方向延伸，沿岸一些高地逐渐成为港湾内的小岛，明清以来的一些人工建筑物在高潮时被海水淹没等，东寨河也不断展宽而演变成伸入陆地的港湾（徐起浩，1986）。

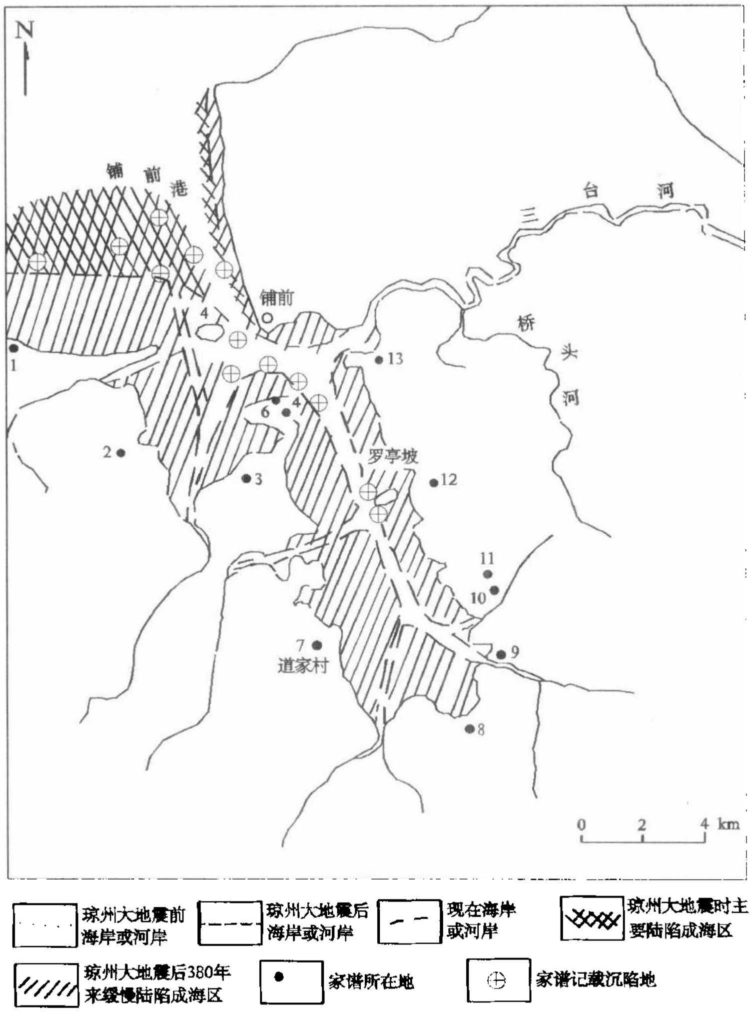


图5-12　海南琼州大地震地表沉降及震后陆地下沉分布图（根据徐起浩，1986）

近50年来，东寨港西北的岩岸，平均以3～4 mm/a的速率下沉，震后至今400年的下降幅度为1.2～1.6 m。由此可计算地震时，该区沉降幅度约为3～4 m。最大沉降幅度超过10 m（陈恩民等，1989）。

海岸短期快速大幅度升降而且超过绝对海平面升降幅度，这多与地震有关。例如以色列海岸的考古学证据反映的断层活动，在700年到3800年内，下降盘沉降幅度达40 m，而建于公元前10世纪的水坝，现在沉入水面以下10 m。这可能是一次地震事件快速下沉所致。

在突尼斯湾沿岸，1世纪到2世纪建于海岸的道路现位于水面以下0.25～0.4 m，根据现今有关建筑物分析，当时海岸道路高出海面约1 m左右，表明下沉量达到1.25～

1.4 m,在地中海两千年以来绝对的海面变化幅度不超过±0.5 m (Flemming,1969)。上述地面下降主要是地壳运动形成的,可能是某一次地震事件的记录。

海岸带的一些地貌现象还提示我们,海岸垂直升降活动不一定沿单一方向进行。希腊的科林斯运河修建前,在 Diolkos 北端,具有早期下沉,后来抬升的现象。大约建造于公元前 15 世纪的船坞滑台的石块被砂质海滩岩覆盖,但今天海滩岩的上部已经高出高潮面 50 cm。早期沉没可能是构造下沉,也可能是冰后期海面抬升,或者是两者共同作用所致。但是,后来出露到海面以上,只能用构造抬升来解释(Vita-Finzi, 1986)。这也可能是一次地震事件的记录。许多地区,一次地震使地壳转为反向运动,日本南海道 1946 年大地震,震前升降区和震后升降区的分布相反。

第六章 构造山地

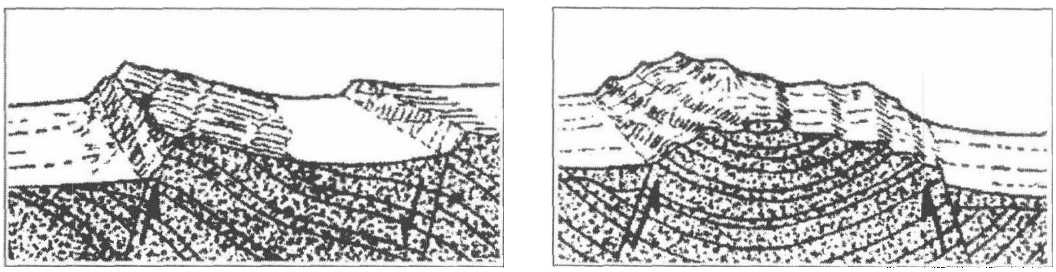
构造山地按形成的受力状态不同，可分为拉张力作用形成正断层上升的断块构造山地与地壳受挤压力作用形成的褶皱构造山地、逆断层断块山地以及褶皱隆升和断块挤压上升共同作用形成的褶皱—逆断层断块山地。

在形成时代和成因上有联系的许多构造山地相连，成为规模巨大的连绵数千千米的构造山系，常分布在板块的边缘，是陆地上最大的地貌单元之一。

第一节 断块构造山地

一、断块构造山地的一般特征

断块构造山地是受正断层分割的块体，呈整体抬升或翘起抬升形成的山地。断块构造山地或是地垒式的山地，或是一侧沿断层翘起的掀斜式山地（图 6-1）。前者山坡两侧较对称；后者翘起的一坡短而陡，掀斜的一坡长而缓，山体的主脊偏于翘起的一侧。断块构造山地的夷平面受山地翘起而呈倾斜变形，如果是石灰岩山地，山地多次抬升翘起常形成多层不同高度的溶洞。断块构造山地的山坡发育断层崖或断层三角面，山麓发育构造阶梯。流经断块山地的河流因山地抬升而发生改道，阶地被错断等。



a b

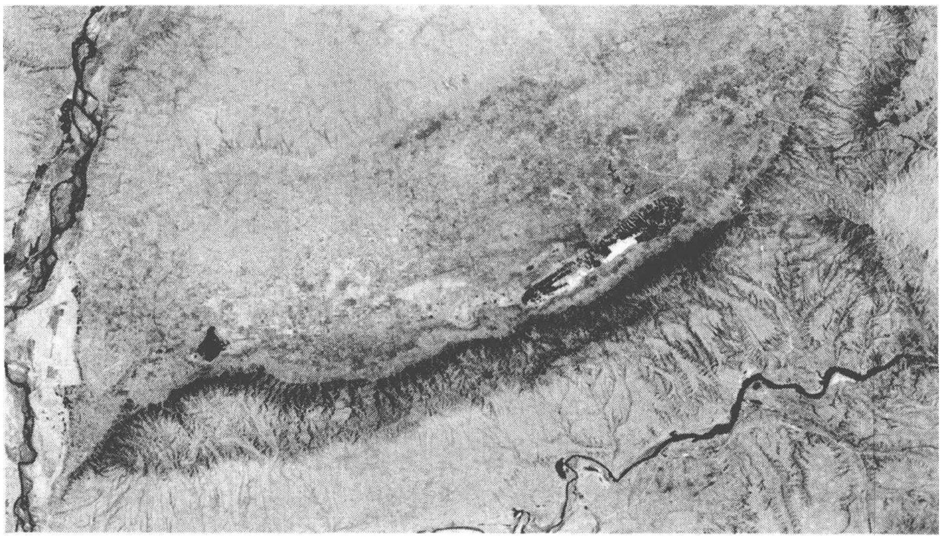
图 6-1 断块构造山（根据 W. M. 戴维斯）

a. 掀斜式断块山；b. 地垒式断块山

二、断块构造山地的夷平面

夷平面是地壳长期稳定状态下，经剥蚀夷平形成的准平原地面，当地壳抬升，准平原

被抬升切割，分布在山顶部位的残留部分形成夷平面。由于山地多次间歇抬升，可形成多级夷平面，山顶的夷平面形成时代较早，山腰的夷平面时代较新（照片 6-1）。在均匀抬升的山地，同一时期形成的夷平面分布高度大致相等，但常因不同地区地壳抬升幅度不等或错断，夷平面发生倾斜或错移，同一时期夷平面的高度也不一致。夷平面上有时还有一些风化壳和零散沉积物，时代久远的夷平面上风化壳和沉积物常被剥蚀殆尽，成为基岩裸露的夷平面。



照片 6-1　中条山断块山地，北侧断层活动强烈，山地向北翘起，山地东段山腰发育山麓面，随山地抬升，被冲沟切割

秦岭断块山地在沿断裂急剧抬升以前，曾遭受长期剥蚀，形成宽广的准平原面。山地抬升后，这些准平原被抬升倾斜并切割，山地还保留着一部分夷平面。太白山顶的八仙台和跑马墚就是最高的一级夷平面，海拔 3400～3500 m，东西延长数十千米，南北宽约十余千米，向南倾斜约 7°左右，形成于始新世至渐新世；另一级夷平面是以太白山下的老君岭为代表，海拔 2000～2700 m，它是一个山墚面，夷平面的形成时代是中新世至上新世。太白山的两级夷平面都因后期不等量地壳上升发生倾斜，一些断裂活动还将夷平面错断变形。

华北断块山地普遍发育三级夷平面。最高一级夷平面分布在海拔 2500～3050 m 的山顶部位，最先在山西五台山发现这级夷平面，故称北台期夷平面（Willis，1907）。有些地方的北台期夷平面上还保有岩屑和红色黏土的风化壳，或在夷平面上覆盖玄武岩层。河北涞源县北台期夷平面是由二长花岗岩和细粒花岗岩组成，其 K-Ar 年龄为 97 MaB. P.（叶伯丹等，1986），夷平面上覆盖的玄武岩 K-Ar 年龄为 39 MaB. P.（王慧芬等，1988），证明北台期夷平面从白垩纪末到始新世为夷平时期，抬升于渐新世早期。第二级夷平面分布较广，海拔为 2000～2200 m，称为甸子梁面（吴忱，1999），夷平面除保留碎屑红土风化壳外，还覆盖大片玄武岩，在河北张北和万全等地的夷平面上玄武岩的 K-Ar 年龄为 14～26 MaB. P.（叶伯丹等，1986），证明这级夷平面的形成时间是渐新世晚期到中新世中期。最低一级夷平面主要分布在山麓带，各地高度不等，在太行山东麓海拔 600 m 以下，

太岳山东麓海拔 1100～1400 m，管涔山东麓海拔 1100～1500 m。这级山麓夷平面在河北唐县一带最为发育，所以把它称唐县面。山麓夷平面向山地延伸往往和河流高阶地形成的宽谷相接，又称宽谷—山麓面。唐县面上覆盖的玄武岩 K-Ar 年龄为 7.48～13.22 MaB.P.（易明初等，1991），证明唐县期夷平面形成于新近纪，在上新世中后期开始抬升。新近纪以来，华北断块山地随着北北东向或北东向断裂活动而不断抬升，太行山、五台山、恒山和系舟山等断块山地的夷平面发生倾斜变形和错断，同一级夷平面在断层两侧的高度有明显变化。恒山的北台面和甸子梁面向西北经桑干河断裂到洪涛山和管涔山，其高度明显降低；五台山南侧的甸子梁面向东南经山前断裂至阜平一带，高度也明显降低（图 6-2）。

三、断块构造山地的河流发育

断块山地在抬升翘起过程中，流经断块山地的河流受其影响，形成许多反映构造活动的地貌特征。例如沟谷纵剖面的形态变化，阶地的构造变形，河系格局的改变和河流改道等。

倾斜抬升的断块山地，山地两坡不对称，一坡较陡，另一坡较缓。沿山地两坡发育的河流，其长度和切割深度不相同，沿断层翘起的一坡，沟谷切割深，形成峡谷，河谷纵剖面陡且多裂点（照片 6-2）；在缓倾斜的另一坡，沟谷切割较浅，谷坡宽缓，沟谷纵剖面也较缓。此外，由于山坡两侧不对称，两坡河流的溯源侵蚀速度不同，陡坡一侧溯源侵蚀速度快，缓坡一侧沟谷溯源侵蚀速度慢，因而沟谷分水岭不断向缓坡一侧移动，使断块山地主脊线与山坡两侧沟谷分水岭不在同一直线位置上而向缓坡一侧偏离（图 6-3）。



照片 6-2 山西中条山北麓冲沟中的跌水

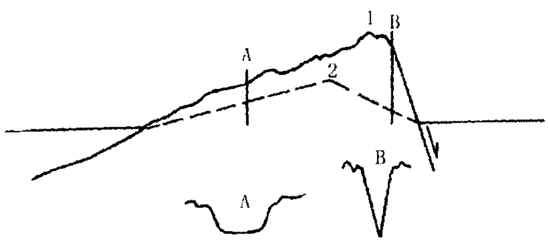


图 6-3 倾斜抬升断块山地两坡的沟谷地貌特征示意图
1. 山地主脊线分水岭；2. 沟谷分水岭

在抬升的断块山地，常使河流发生袭夺，原先贯穿山地的河流，其上游段流向相反或放弃原先河道而改道，河系格局发生改变，其中一些河段成为干涸的古河道。

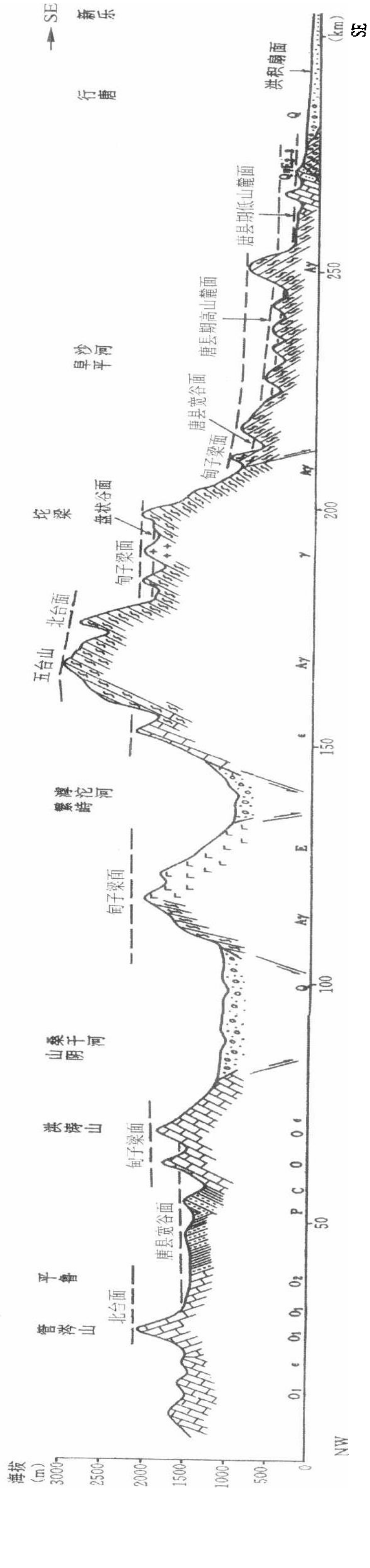


图 6-2 平鲁—行唐地质地貌剖面图(根据吴忱等,1999)

四、断块构造山地的岩溶地貌

在抬升的石灰岩山地中，岩溶水从地表往下可分为 4 个水动力带，即垂直水渗入带、季节水变动带、水平径流带和深部水缓流带，它们形成统一的地下水动力系统。当地表河流下切侵蚀达到地下水位时，河流水流与岩溶水相互通连并控制地下水的动态变化。

垂直水渗入带位于地面至地下水高水位之间，在降雨或融雪时期，地表水沿裂隙向下渗流，形成一些竖直的溶洞。水流在向下渗流过程中，如遇到隔水层，或地表水位控制的地下水位时，水流就会转为水平流动，形成一些水平分布的小型溶洞。垂直水渗入带的厚度取决于地壳上升幅度，在长期抬升的断块山地，河流切割较深，地下水位深度也较大，该带厚度很大，而在一些缓慢上升地区，河流切割较浅，垂直渗入带的厚度较小。

季节水变动带位于地下水高水位和低水位之间，它的厚度取决于垂直带中的水量及时间分配、岩溶化程度和地表河流的洪水期涨幅等诸多因素。当一年中降水集中且雨量较大或者岩溶化程度小、地下水扩散慢、河流洪水上涨幅度大等因素影响都会使地下水位大幅度上升，使季节水变动带厚度增大。

水平径流带位于地下水低水位以下，经常处于饱水状态，在长期地壳稳定状态下，发育一些规模较大的近于水平的溶洞。当地壳多次间歇上升便形成多层溶洞。由于河流水流与地下水连通，在地壳稳定时期地下溶洞形成，地表河流可形成阶地或地面夷平，因而在抬升的山地，水平溶洞可与相邻区域同时代的河流阶地和夷平面相对应。

在水平径流带之下，地下水不受河流影响，而在水压力作用下缓慢流动形成深部水缓流带，该带水流以层流为主，岩溶发育微弱。

华北断块山地的太行山中段，在阳泉和娘子关一带共发育 4 层近于水平的溶洞，其中两层高溶洞规模较大，分别高出河面 130 m 和 60 m，两层低溶洞规模较小，多为裂隙溶洞，分别高出河面 30 m 和 10 m（韩行瑞，1985）。太行山南段的河南焦作和山西晋城、凌川一带也发育两层高溶洞，但高度较大，分别拔河 350 m 和 450 m。上述分布在不同高度的溶洞可与相邻地区同时代的夷平面和阶地进行对比，其中两层高溶洞形成于新近纪，与华北山地甸子墚期和唐县期夷平面对应，两层低溶洞是第四纪时期形成的，与同时代的山地河流阶地相当（吴忱等，1999）。不同地区同时代溶洞高度变化反映了地壳抬升幅度的差异。

五、断块构造山地的断层崖

断层崖是新生代大规模地壳运动形成的断层陡崖，高度从几十米至数百米不等，它构成断块山地的山坡，也常是断块山地的边界。断层崖坡面在重力崩塌作用和片状流水侵蚀作用下，坡度逐渐变缓，高度不断降低，坡面后退。

1. 断层崖坡面动力作用

断层崖坡面动力作用是陡崖坡面基岩风化物质向下坡移动的动力和阻碍物质运动的阻力相互作用过程。当动力大于阻力时，崖坡面上的物质就向下坡移动，发生侵蚀；当动力小于阻力时，崖坡上的物质便趋于稳定。崖坡面动力的能量来自崖坡物质的重力、降水产生的坡面径流、雨滴对崖坡的冲击以及气候变化引起崖坡物质膨胀和收缩等；崖坡上的阻力主要是物质磨擦力、附着力和内聚力。

断层崖形成初期，由于坡度较陡，以重力崩塌为主，崩塌物在断层崖下部堆积，形成大小混杂和未磨圆的重力堆积物(照片 6-3)。随着崖坡不断变缓，重力崩塌作用逐渐减弱，转为由片状流水侵蚀为主。

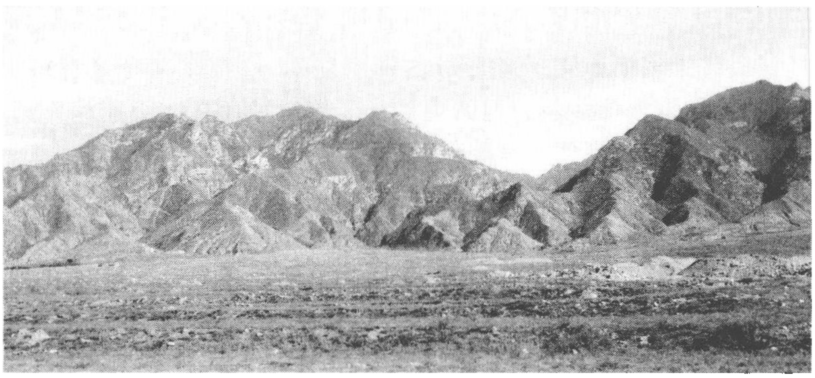


照片 6-3 2008 年汶川 8 级地震在深溪沟形成的断层陡坎和重力堆积

2. 断层崖的演化模式

断层崖有两种基本演化模式。一是断层崖上有大量风化物质供给，崖坡上部崩塌作用较快，坡角变小，形成凸形的重力剥蚀坡，崩塌的物质在陡崖下部堆积，形成凹形的堆积坡，最后断层崖发展成上凸下凹的坡形。另一种演化模式是在崖坡上的剥蚀作用受风化物质限制，尤其是干旱区的抗风化较强的岩石组成的崖坡，水份较少，植被稀疏，裸露的崖坡上没有风化物质的积累，崖坡保持与初始坡度一致而平行后退。崖坡平行后退逐渐远离断层，在坡麓形成微微倾斜的山麓剥蚀面。如断层再次活动，山地抬升，山麓剥蚀面抬升而成山麓阶梯。

当山地河流切过断层崖时，相邻的两条沟谷不断侵蚀展宽，断层崖遭到侵蚀破坏，在两条沟谷之间留下三角形的断层崖残余部份，称为断层三角面(照片 6-4)。随着河流的侵蚀和断层三角面逐渐降低而成浑圆形山嘴。如断层崖形成久远，由断层三角面形成的缓缓山坡，将向山地方向后退，山坡线和断层线之间将有一定距离，最后三角面消失，山地被夷平(图 6-4)。



照片 6-4 山西恒山北麓断层三角面

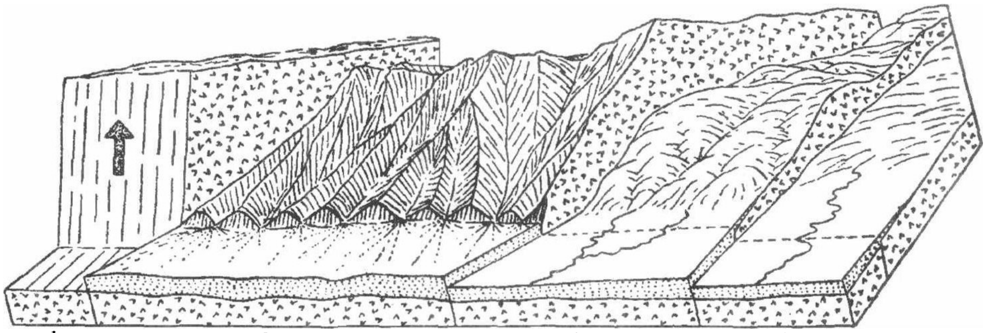


图 6-4 断层崖侵蚀降低后退演化图示(W. M. 戴维斯)

1. 断层初始发生,形成高大的断层崖;2. 断块山地剥蚀降低,断层崖被侵蚀成断层三角面;3. 三角面进一步降低、后退,形成圆浑的山嘴,山嘴已距断层一段距离;4. 断块山地被夷平,断层三角面形成的山嘴消失

第二节 挤压构造山地

一、挤压构造山地的形成与类型

挤压构造山地是在水平挤压力的作用下,地表褶皱隆起或沿逆断层抬升翘起形成的山地。它们有些是中生代山地,新生代继续隆起的继承构造山地,有些是新生代隆起形成的新生构造山地。

挤压构造山地按山地抬升方式可分三种类型:① 褶皱隆起为主形成的构造山地;② 由逆断层分割的块体被挤压抬升形成的逆断层断块山地;③ 褶皱—断块逆冲构造山地。

二、褶曲构造山地的平面格局

褶曲构造山地延伸数百千米至上千千米,山地的走向大多与作用力方向垂直,常成排分布,有时在某一段受更强水平推挤力的作用,山地成弧形分布,弧顶突出的方向表示力的作用方向。褶曲构造山地的岩层发生强烈褶曲,形成一些背斜和向斜构造。在山地内部或山地边缘发育逆断层,断层面向山地方向倾斜,弧形山地断层间的块体常发生侧向移动,弧形山地的外侧地块,沿断层向弧顶两侧方向移动,弧形山地内侧地块沿断层向弧顶方向移动。

我国西部的许多山地都是新生代隆起形成的褶皱构造山地。它们在形成过程中受印度洋板块和亚欧大陆板块碰撞的影响发生强烈挤压隆升。新生代早期,由于印度洋板块向北俯冲,产生强大的推挤力,在青藏高原内部和边缘形成一系列新生的近东西向褶皱构造山地,一些中生代形成的山地也进一步挤压升高。

宁夏南部有 4 排呈弧形排列的新生代褶曲构造山地,山地边缘发育一些弧形平移逆冲断层,断层面向西南方向倾斜,山地间挟持长形的构造陷落盆地(图 6-5)。这 4 排弧形褶曲构造山地位于青藏高原东北角,在其东部有鄂尔多斯地块,北部有阿拉善地块作为边界的限制,在青藏高原向北东的挤压力作用下,使山地平面呈弧形,弧顶向东北方向突出。弧形山地的曲率由西南部最内列向东北方向外列逐渐增大,山地的高度和宽度呈逐

渐降低和减小的趋势。山地的形成从外列向内列不断发展，渐新世至中新世，最先形成东北列的第一排弧形山地，上新世至第四纪初形成第二排和第三排山地，直至中更新世，最内列的第四排山地才开始形成（表 6-1）。

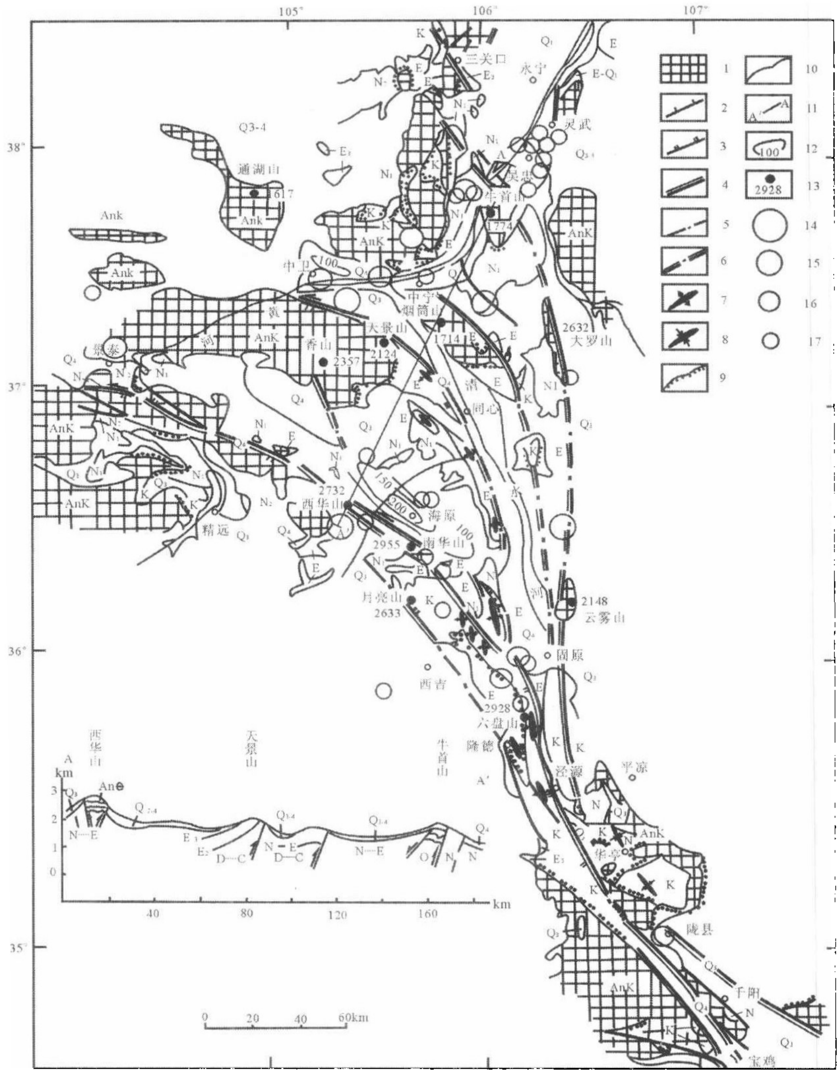


图 6-5 宁夏南部新构造与构造地貌图（根据张维岐，1988）

1. 前白垩系；2. 正断层；3. 逆断层；4. 活动断裂；5. 隐伏断层；6. 隐伏活动断层；7. 新生代背斜轴；8. 新生代向斜轴；9. 不整合界限；10. 地质界限；11. 剖面位置；12. 第四系等厚线（m）；13. 山峰及其高度（m）；14. M≥8 地震震中；15. M =7.9～7.0 地震震中；16. M=6.9～6.0 地震震中；17. M=5.9～5.0 地震震中.

表 6-1 宁夏褶曲构造山地地貌形态特征和发育时代（周特先等，1994）

褶曲构造山地	海拔/m	长度/km	宽度/km	长宽比	曲率	形成时代
第一列（最外列）	1750～2624	360	41	8.28		E_3-N_1
第二列	1714	210	30	7.00	0.09	N_1-N_2
第三列	2100～2356	350	55	6.36	0.07	N_2-Q_1
第四列（最内列）	2500～300	450	70	6.46	0.05	Q_2

三、逆断层断块山地的夷平面

地壳长期相对稳定，地面侵蚀夷平成准平原，当地壳再次活动而且处于挤压应力状态，产生逆断层，并由断层分隔的块体垂直抬升而成逆断层断块山地夷平面。

在逆断层断块山地内部和山地两坡发育的逆断层多是继承老断层再活动，也有少数是新生的断层，断层面都向山地方向倾斜，断层之间的抬升块体呈楔形。如断层之间块体在一次构造活动过程中，不同地区抬升幅度不等，使同一时期准平原面，形成不同高度夷平面；如果山地多次抬升，还可形成不同时代的多级夷平面，高夷平面时代早，低夷平面时代新。

天山是新生代形成的逆断层断块山地，中生代至古近纪末，古天山经长期剥蚀夷平而形成准平原地形。到新近纪，特别是上新世以来，在南北向的挤压力作用下，近东西向的老断层复活，发生强烈逆冲，使统一的准平原解体而呈断块抬升。由于逆断层分隔的断块抬升幅度不等，统一的准平原形成不同高度的三个阶梯面，最高一级分布在天山中部，高度达 4000 m 以上，向南北方向去还有 3000～3200 m 和 2200 m 的两级阶梯面。同一级阶梯面的高度在天山东西段也不相同，最高一级的高度在西段达 4500～5000 m，东段降到 4000 m 左右，这表明天山西段比东段抬升幅度更大一些（中国科学院新疆地理研究所，1986）。

祁连山位于青藏高原东北边缘，中生代已奠定了现代地貌基本轮廓。新生代以来受青藏高原隆升影响，不断向东北方向挤压隆升，山地呈北西走向，延伸 1000 多千米，形成一系列北西向逆断层控制的平行山岭。山地内发育三级夷平面，最高第一级夷平面形成于中生代末至古近纪，大约在渐新世至中新世初因山地隆起，构成连续的山峰顶面；第二级夷平面形成于新近纪，其隆起时间在上新世末至更新世初期，表现为和缓的山坡和山地河流谷肩以上的宽谷；第三级夷平面形成于早更新世至中更新世，形成山间盆地的红层顶部侵蚀面或山麓平台面。新构造时期，祁连山拱曲抬升的同时并发育北西西向的逆冲断层，逆冲的楔状块体向东北方向翘起呈非均匀上升，使山地夷平面向西南方向倾斜（图 6-6）。

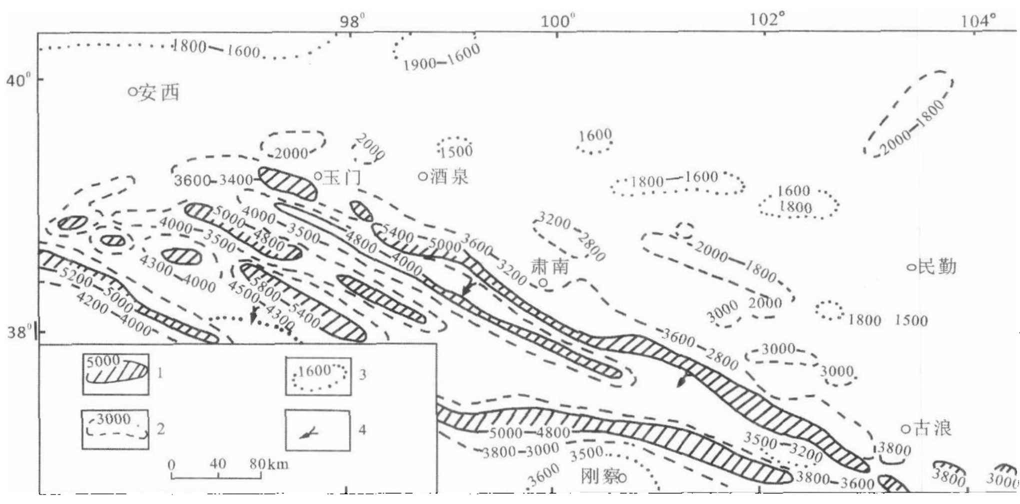


图 6-6　祁连山及其邻区夷平面分布（根据邹谨敞，1993）

1. Ⅰ级夷平面；2. Ⅱ级夷平面；3. Ⅲ级夷平面；4. 夷平面倾斜方向

四、褶曲—逆断层山地的结构

褶曲—逆断层山地是地壳在水平挤压力作用下，发生褶曲隆起和逆断层仰冲共同作用形成的山地。褶曲—逆断层山地的地层强烈褶皱，形成一些复式背斜和向斜，在山体内发育的逆冲断层将山体分隔成叠瓦状逆冲楔形块体。

褶曲—逆断层山地在发育过程中，不仅山体升高，同时山地还不断向山前方向推移，使山前带隆起，或者山地前缘部位沿逆断层仰冲超覆，一部分山地叠压到山前盆地之上。山地在向前推移过程中，由于山边不同地段的推移速度不等而形成张裂，使山边线呈锯齿状转折。在山地内部，由于多次构造抬升，形成多级夷平面，它们受地区抬升幅度不同影响而发生构造变形。山地内还形成一些构造盆地，许多山间盆地是因挤压陷落而成，它们夹持在两山岭之间，呈长条形，盆地的两侧以逆断层为界。由于盆地在发育过程中不断受挤压力作用而下陷，填充的新生代沉积发生褶皱。山麓地区在长期挤压力作用下形成地貌转换带，许多早期以堆积作用为主的下沉地带转变为以侵蚀作用为主的抬升地带，老洪积扇被切割形成洪积台地，新洪积扇的扇顶不断向盆地方向迁移。

第三节 构造山系

一、构造山系的分布与特征

世界上的构造山系大致分为两个带，一是环绕太平洋沿岸的构造山系带，主要有北美洲至南美洲的科迪勒拉山系和亚洲、大洋洲、太平洋沿岸以及边缘海外围岛屿上的山脉；另一带为略成东西向的横贯亚洲、欧洲南部和非洲北部的山脉，自东向西的主要山脉有亚洲南部爪哇岛和苏门答腊岛上的山脉、喜马拉雅山脉、欧洲南部的阿尔卑斯山脉、非洲西北部的阿特拉斯山脉等。上述两大山系的山脉，有许多是4000～5000 m的高峻巍峨的山峰，又是构造运动活跃的地区。

构造山系经历不同构造期的作用，它们具有以下一些特征：

(1) 时代较老的构造山系，山体经受不同时期的挤压而发生复杂的褶皱和断裂，不仅一些加里东、海西和印支等造山作用时期形成的构造形迹发生再变形，新生代地层也发生强烈的褶皱和断裂。

(2) 山体常有岩浆的侵入和喷出，有些山地有不同时代的多期侵入体。

(3) 山体的边缘有大规模的正断层或逆断层为边界，断层的一侧形成一些断陷盆地，沉积厚层沉积物，如果将上升山地相对高度和相邻的下沉盆地的沉积厚度加在一起，高差可达10多千米。

(4) 山地呈断块抬升或拱曲抬升，改变地形特征，水系重组，地貌变形或错位，并发育多级夷平面。

(5) 山地常是地震活动和火山活动频繁地带。

(6) 构造山系都有很厚的地壳，深部存在所谓山根，如喜马拉雅山的地壳最厚达84 km。

二、构造山系的成因

造山作用的驱动力来源于板块运动。板块的离散、汇聚和转换边界都可使地形升高。离散边界(大洋中脊和大陆裂谷)因为地壳受热而高出稳定的板块内部,在板块的转换边界也可发生地形显著抬升,但是,真正的造山作用,大面积地区抬升到相当大的高度,多发生在板块汇聚边界,是板块俯冲碰撞的结果。

板块碰撞造成上冲板块的缩短和抬升,下冲板块的部分熔化形成岩浆,附加到上冲板块中。例如安第斯山开始形成于早侏罗纪,当时沿着泛大陆的西缘发生板块俯冲作用,伴随俯冲发生了地壳水平缩短和地形的升高(Ramos, 1989)。安第斯山的地形和地质由西向东可以分为几个部分(图 6-7)。西科迪勒拉山高出太平洋 5000 m,发育很窄的海岸带,东科迪勒拉山高度更大,达到 6000 m 以上,东西科迪勒拉之间为秘鲁和玻利维亚的安第斯山中形成高平原。高平原在距今 60 Ma 时没有高出海面,在 10 Ma 时的高度还不及今天高度的一半(Gregory,2000)。东科迪勒拉山的东侧为低安第斯山区,山麓发育高度为 2000 m 的上新世褶皱和逆冲断层带(Mogard, 1987)。

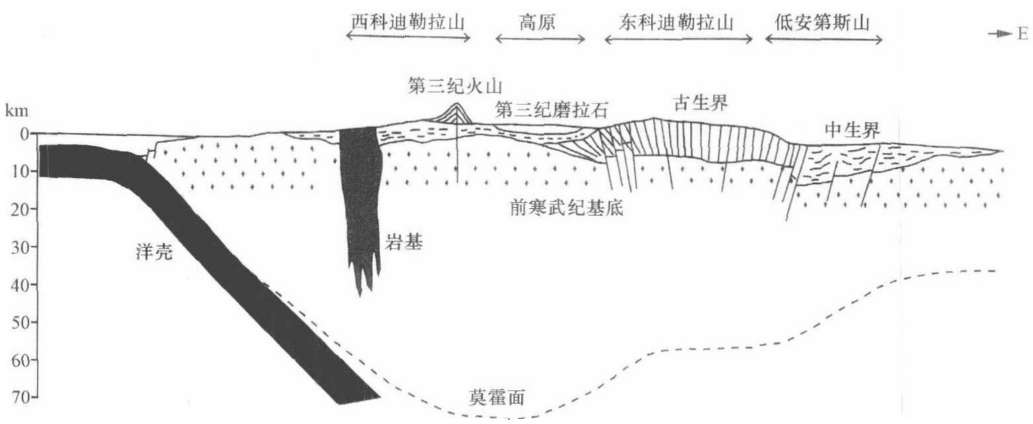


图 6-7 秘鲁安第斯山脉横剖面(Keller and Pinter,2002)

俯冲带山脉区的抬升作用、火山活动,以及断层活动可以发生在很长的地质历史中。当板块汇聚不再被俯冲吸收时,则发生不同类型的造山作用。例如,在 80 Ma 前,印度大陆和亚洲大陆之间被 4000～5000 km 的特提斯海隔开,印度板块的洋壳俯冲到欧亚板块南缘之下,沿亚洲海岸形成与今天安第斯山类似的山脉,今天 2500 km 长的花岗岩带是当时山脉遭受侵蚀的残留。印度板块向北运动,特提斯海以 15～20 cm/a 的速度变窄,在 40～50 Ma,特提斯海关闭,印度板块的陆壳与亚洲板块陆壳连接,陆壳变厚上浮,在随后的 40 Ma,碰撞造成了喜马拉雅山和青藏高原的抬升。

在印度板块与亚洲板块发生碰撞后,汇聚速率下降到 5 cm/a,并一直保持到今天,地壳发生了 2000 km 的缩短,形成区域逆冲断层活动、大陆的挤出和抬升等构造变形。几百千米的运动发生在几个地壳逆冲断层上(喜马拉雅前缘断裂、主边界断裂和主中央断裂),汇聚缩短量的大部分被沿着区域走滑断层系统发生的侧向挤出和抬升所吸纳(图 6-8)。

地壳均衡作用是构造山地形成的另一重要因素。洋壳密度(3000 kg/m^3)和陆壳的密度(2700 kg/m^3)小于地幔的密度(3300 kg/m^3)。固体地壳在熔融状态的地幔之上好似

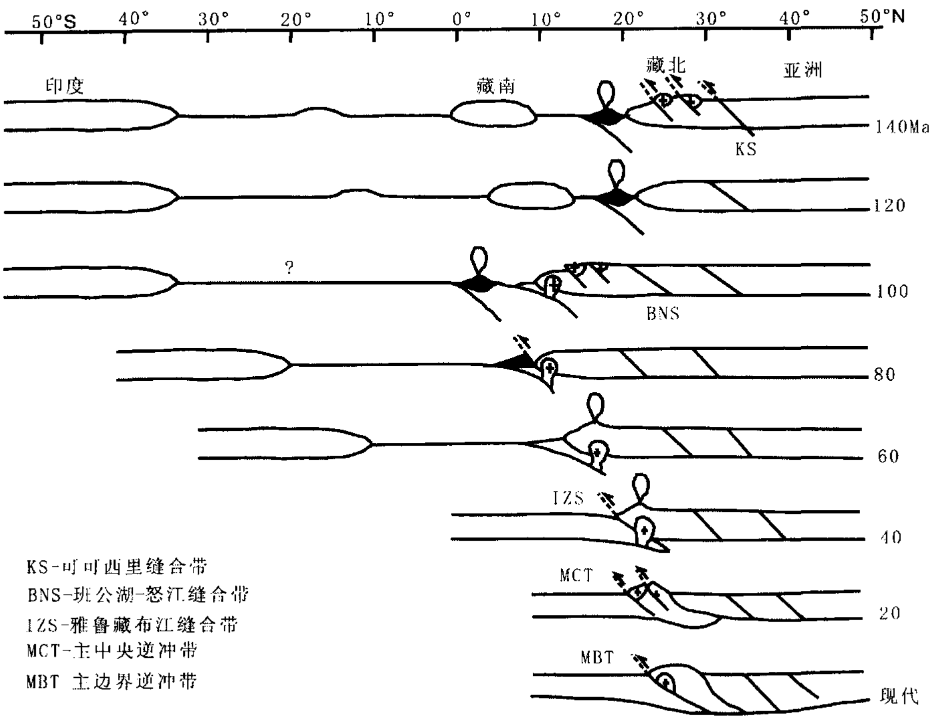


图 6-8 印度板块与欧亚板块碰撞和特提斯海的闭合(Allègre et al., 1984)

浮在水面上的块体一样,地壳厚的地方,突出地表愈高,插入下部地幔愈深,称山根;反之,地壳薄的地方,插入下部地幔愈浅,地表相对也低。许多高大的山地和高原地壳都很厚,青藏高原是世界上最高的高原,平均海拔 5000～6000 m,最高峰珠穆朗玛峰为 8844 m,地壳平均厚度达 70 km。往东地形高度降低,地壳厚度也逐渐减小,在东部平原地壳平均厚度只有 30～40 km。

剥蚀作用降低山脉高度和地形起伏,由于均衡作用则引起山脉的抬升。在山脉中侵蚀作用不均匀,主要集中在谷底,山脉的高峰孤立于强烈侵蚀的谷地之间,造成起伏度增加。由于岩石圈的刚性,山脉和谷地经历了整体的均匀抬升。在加利福尼亚的内华达,估计第四纪冰川侵蚀的物质量达到均衡作用的抬升量,可能相当于山脉的抬升量的 40%甚至全部(Small and Anderson, 1995)。

河流的强烈下切可以起到减弱地壳负载,造成地壳物质的向上均衡运动,如印度河和雅鲁藏布江切过喜马拉雅山,造成地壳迅速向上运动,使地壳进一步加速抬升。

山脉的抬升与均衡作用的关系比较复杂,需要考虑到,均衡作用常是区域性的,小范围的抬升不是均衡作用造成的。另外,均衡作用是连续发生的,没有明显的阀值,也不可能引发间歇性抬升。任何局部的载荷不仅受到其下的浮力支撑,而且受到周围大面积的岩石圈的刚性支撑。

三、构造山系的地表过程

构造山系的抬升过程,使地形升高,是地貌营力的一个方面,另一方面的地貌营力是地表侵蚀过程,它们共同作用对山脉形态有重要影响。喜马拉雅山地的抬升具有特殊的

地貌效应:深切峡谷的形成、大量沉积物的侵蚀与搬运、季风系统的形成等。该地区的一些大河为先成河,在山系隆起之前即已形成,隆升使这些河流下切侵蚀,形成一系列深切峡谷。抬升的另一个效应是河流搬运大量的沉积物,在河口外形成巨大的堆积扇。另外,大面积抬升引起了区域气候变化,加强了山区的侵蚀作用。抬升形成或者至少加强亚洲季风,与中亚的干旱化的增强也有一定联系,甚至更广泛地影响到全球气候而导致地表过程的改变。

山脉造成迎风面气流的抬升,使降水增加,而在背风面形成雨影区,降水减少,甚至形成沙漠。数字模型模拟侵蚀和构造过程共同作用所揭示的地形雨在山脉地区具有重要作用,不仅影响地表面的侵蚀形态,而且也影响物质流和区域堆积的岩石性质(图6-9)。这种情形不仅在喜马拉雅山和安第斯山等活动山脉带中有表现,甚至在全球上亿年的老构造山带中也有显现(Masek et al, 1994; Hoffman and Grotzinger, 1993)。

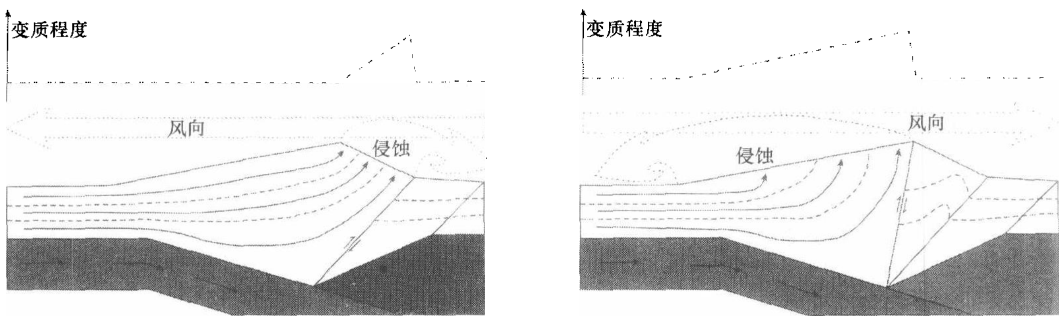


图6-9 风向影响侵蚀进而影响山地构造过程(Willett et al., 1993)

气温随着高度增加而降低,因此在高山发育冰川。第四纪期间,冰期与间冰期的气候变化造成了地球上地貌过程的周期性变化,强烈地影响了塑造地貌的过程类型和速率的改变(Whipple et al., 1999)。在同一山脉中,侵蚀速率因地而异,不同山脉的侵蚀速率差别较大(表6-2)。影响侵蚀速率的主要因素是气候,气候状况控制降水的时间和地表温度,从而影响地表过程类型与强度。例如在南极的干谷地区,侵蚀速率只有0.2 m/Ma,甚至中新世的地貌一直保持不变(Summerfield et al., 1999)。在年降水量达数千毫米的新西兰南阿尔卑斯山的山脊部位,降雨引起的侵蚀速率可达11 m/a(Adams, 1985)。

表6-2 不同气候环境和地形起伏条件下的剥蚀速率(Saunders and Young, 1983)

气候环境	地形起伏	山地剥蚀速率(cm/1000 a)
冰川	中等(冰盖)	5～20
	陡(山谷冰川)	100～500
极地/高山	陡	1～100
温带海洋气候	中等	0.5～10
温带大陆气候	中等	1～10
	陡	10～20+

（续表）

气候环境	地形起伏	山地剥蚀速率(cm/1000 a)
地中海气候	—	1～?
半干旱气候	中等	10～100
干旱	—	1～?
亚热带	—	1? ～100?
热带大草原	—	10～50
热带雨林	中等	1～10
	陡	10～100
所有气候	劣地	100～100000

中纬地区流域盆地研究揭示侵蚀速率与地形起伏度呈线性相关(图 6-10a)。新生代造山带大起伏度的流域有高的山峰，也有较陡的谷坡，因而具有较大的重力势能，对高侵蚀速率起重要作用。而在新生代以前的造山带，地形起伏度小，因而剥蚀速率比同一平均高度的新生代造山带的要小(图 6-10b)。

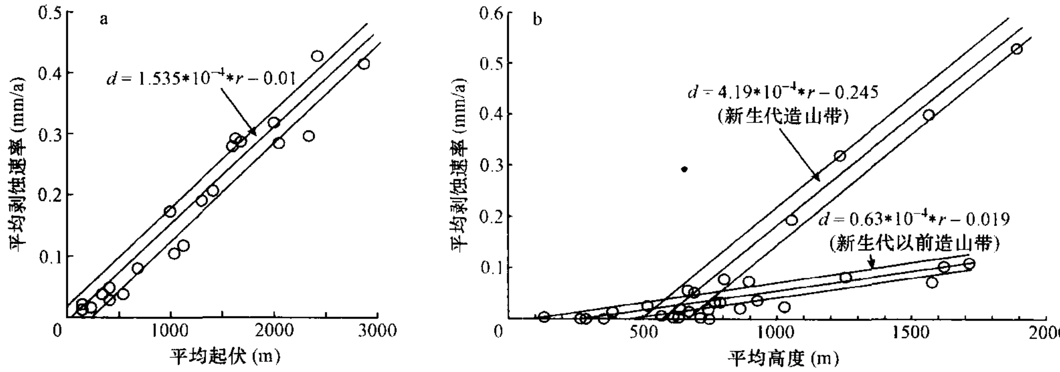


图 6-10 剥蚀速率和地形起伏度与平均高度之间的关系(Burbank and Anderson, 2001)
a. d 为剥蚀速率，r 为起伏度；b. d 为剥蚀速率，r 为平均高度

山地侵蚀速率随着地形起伏度的增加逐渐变大的情况并不是在所有地方都这样。在特殊的气候条件下，特殊地貌过程的开始作用对区域侵蚀速率的增加起着关键作用。例如，在高山地区，冰川开始发育的高度是一个重要的界限。这一高度通常为冰川平衡线的高度，在这个界限之上具有很高侵蚀速度。它的高度随着纬度和局部气候条件的变化而变化。另外对一个区域侵蚀有重要地貌意义的是坡度和坡面大小，受局部地质和气候条件影响，高于某一坡度和坡长，滑坡和崩塌成为重要的侵蚀过程。

四、构造抬升与气候变化

在晚新生代至少从上新世到今天，世界上的一些山脉，特别是欧亚碰撞带的山脉发生了比早期快速的抬升(Raymo et al., 1988)。同时，全球变冷迎来了更新世冰川作用。

全球加速抬升和气候变冷的因果关系有两种截然相反的模型。第一种模型假设构造运动是主要驱动力，晚新生代的造山带的出现引起了气候变化(Raymo et al., 1988; Ruddiman and Raymo, 1988; Ruddiman and Kutzbach, 1989)，即构造驱动模型。认为增加的山脉质量，使全球范围硅酸岩风化的平均速率加快，在风化反应中二氧化碳消耗增

加(Raymo et al.，1988)。早期支持这种模型的证据来源于古海洋中的锶记录，它指示青藏高原的抬升确实引起化学风化的增加(Edmond，1992；Krishnaswami et al.，1992)。但是，也有研究对同位素数据与根据其解释的风化历史之间的关系提出了质疑(Derry and France，1996；Jacobson and Blum，2000)。

第二种模型认为，气候是独立的变量，晚新生代变冷引起全球高山地区侵蚀的增加，引起了山地的抬升(Molnar and England，1990)。根据这种模型，晚新生代快速抬升速率反映的是岩石的抬升，岩石抬升是物质垂直抬升，包括均衡抬升，而非地表抬升。地表抬升指地形面真正的抬升，当岩石抬升时，地形可能表现为抬升，也可能表现为下降(England and Molnar，1990)。真正的岩石的抬升包括了构造运动和均衡作用的共同影响。晚新生代的气候变冷，局部地区伴随降水增加，降低了冰川平衡线的高度，可能导致了高山地区侵蚀作用的明显加强。另外，河流或冰川侵蚀集中在沟谷中，触发广泛区域的均衡抬升，造成山峰增高到侵蚀加速前的高度以上(Pinter and Brandon，1997；Small and Anderson，1995；Montgomery，1994)。

到底哪一种模型正确地描绘了晚新生代构造运动和气候变化之间的成因关系？是地壳上升引起气候变化，还是气候变化造成地壳上升，目前没有确定的答案。但是，在造山过程的这一反馈系统中，这种循环不是相互矛盾的，可能是系统本身具有的规律。多个正反馈机制可同时存在，共同促进和放大触发或非触发因素的任何变化。

第七章 构造盆地

在地壳构造作用下，地表陷落形成的洼地，称为构造盆地。

构造盆地按形成的力学性质可分为拉张构造盆地、挤压构造盆地和剪切构造盆地。拉张构造盆地主边界由正断层围限，称断陷盆地。挤压构造盆地的主边界为逆断层，称拗陷盆地，如盆地边缘没有逆断层发育，则称挠陷盆地。剪切构造盆地是剪切断裂带内的一些次级水平活动断层形成的，在断层走向转折段或斜列断层首尾相接部位发生拉张，形成走滑拉分盆地，盆地的边界为平移断层和正断层；如剪切带的挤压作用形成的盆地，称转换挤压盆地，盆地的边界为逆断层和平移断层。

第一节 拉张构造盆地

拉张构造盆地是地壳处于拉张应力状态下，沿正断层或平移正断层发生陷落而形成的断陷盆地。如由一系列断陷盆地相接，延长达数千千米的断陷盆地带，称为大陆裂谷。大陆裂谷先在某一地段开始破裂，然后再向远端扩展延伸。东非大裂谷由南往北扩展，形成世界上最长的裂谷系，东支南起赞比西河，经马拉维湖，向北经图尔卡纳湖、阿巴亚湖、阿比亚特塔湖至红海北端，长约 5800 km；西支南起马拉维湖西北端，经坦噶尼喀湖、基伍湖、爱德华湖、艾伯特湖，至尼罗河谷，长约 1700 km（图 7-1）。裂谷带深达 1000～2000 m，宽几十千米到 300 km，形成一系列狭长而深陷的谷地和湖泊。俄罗斯的贝加尔裂谷是先从南贝加尔盆地开始，后向东北和西南两个方向发展，在这些地方可以发现较新的地质作用，一直到第四纪中期为止。贝加尔湖是世界裂谷最深的湖泊，水深达 1700 多米。美国西部的盆岭，由一系列宽 15～30 km 断陷盆地和其间的山脉构成，总长度可达 1000 km 以上。我国山西地堑系由一系列北东向斜列断陷盆地连接而成，全长 800 km，可能是属于大陆裂谷的初期阶段（Li et al.，1998）。

一、断陷盆地的类型

断陷盆地的平面形态有长方形、菱形或三角形，长度可达数十千米至上百千米，宽度多在几十千米。常有一系列断陷盆地呈斜列分布，盆地之间由高地分隔，组成断陷盆地系，可延伸数百千米。盆地周边山地形成高大的断层崖，或被切割成断层三角面，盆地边缘发育冲积扇。

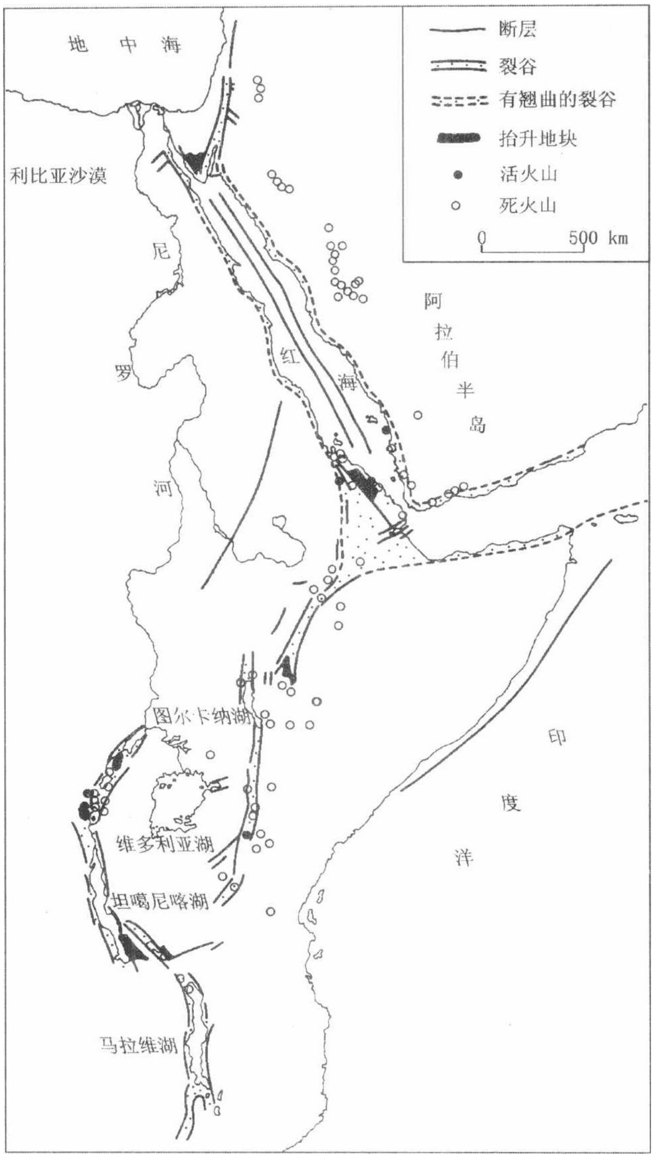
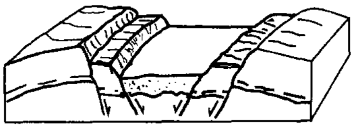
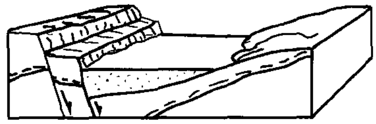


图 7-1 东非裂谷图(根据 Ramsay 修改)

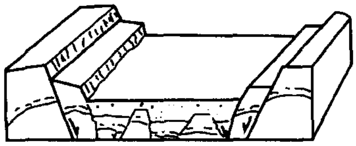
断陷盆地周边以断层为界与山地分隔。有些盆地的两对边都有正断层发育，其分布近于平行并向盆地方向倾斜，形成地堑式断陷盆地(图 7-2a)。如断陷盆地只有一侧边缘为正断层，形成断层崖，而对边为没有断层发育的缓倾山坡，这种断陷盆地称半地堑盆地(图 7-2b)。断陷盆地基底常有一些正断层发育，形成一些小型地垒与地堑，构成复式地堑和复式半地堑盆地(图 7-2c、d)。



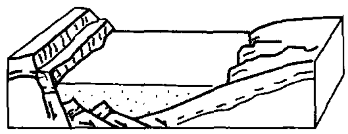
a



b



c



d

图 7-2 断陷盆地类型

a. 地堑断陷盆地；b. 半地堑断陷盆地；c. 复式地堑盆地；d. 复式半地堑盆地

二、断陷盆地形成过程

断陷盆地形成与区域地质构造、构造应力状态、边界条件以及深部构造等有密切关系。由于地壳隆升，地壳厚度变薄，发育一些裂隙，随着裂隙的不断拉张扩大而陷落形成断陷盆地。

断陷盆地形成大致可归纳为三个阶段。

1. 地壳膨胀隆起阶段(图 7-3Ⅱ)

由于下部地幔物质对流，发生上涌导致地壳增温并膨胀窿起，使地表热流值增高，一般大陆裂谷热流值为 2.0 微卡/平方厘米·秒，超过全球平均热流值 1.5 微卡/平方厘米·秒；岩石圈较薄，地壳厚度为 20～30 km，比大陆地壳平均厚度 40 km 小；重力多为负异常。

2. 地壳断陷和盆地扩张阶段(图 7-3Ⅲ、Ⅳ)

在侧向拉张应力作用下，地壳发生破裂，形成一系列近于平行的正断层，发育一些小型拉张断陷盆地。随着盆地不断扩张，断层向深处发展，为上地幔的深层岩浆活动提供通道，发生火山喷发；地震活动频繁，震源深度较浅，一般在 30 km 以内，震源机制解得到的主压应力轴方向与裂谷走向平行。盆地的扩大和加深，使沉积物不断沉积，厚度达千米以上。由于断层再次活动错断新沉积，并在地貌上表现为构造台地。

3. 盆地拗陷阶段(图 7-3Ⅴ)

在区域性重力均衡作用下，盆地拗陷在长期平稳下降过程中，形成大范围湖泊，沉积厚层的拗陷沉积物，超覆到前期断陷沉积物之上。盆地在拗陷过程中，沿一些早先形成的断层再活动，形成一些新断层。根据测量资料分析，裂谷的现代地壳运动非常强烈，盆地内的断陷速度超过裂谷两侧山地的隆起速度，在约旦河地堑中的加利利地区，裂谷盆地内的沉陷速度为 60～100 mm/a，而周围山地的隆起速度不超过 4 mm/a。现代水平拉张也很显著，埃塞俄比亚裂谷的拉张量为 3～8 mm/a。

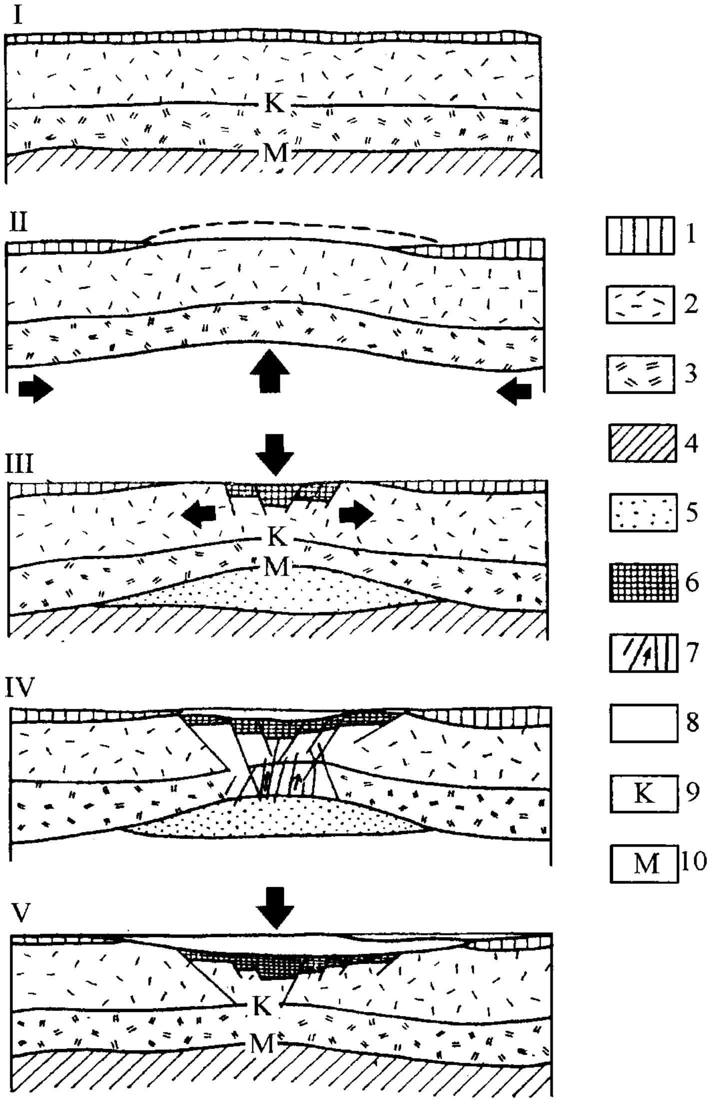


图 7-3 断陷盆地断陷过程模式图(根据朱夏)

Ⅰ. 起始阶段;Ⅱ. 隆起阶段;Ⅲ. 断陷阶段;Ⅳ. 扩展阶段;Ⅴ. 拗陷阶段

1. 沉积层;2. 上地壳;3. 下地壳;4. 上地幔;5. 地幔枕;6. 断陷沉积;7. 地幔混合区(地幔柱);8. 拗陷沉积;9. 康氏面;10. 莫氏面

三、断陷盆地的断层构造地貌

断陷盆地主要的断裂类型是纵向正断层,呈阶梯状分布,断陷盆地边界断层形成高大的断层崖或断层三角面,在山麓切割洪积扇而成断层陡坎和台地,流经断层的沟谷发生错断和位移,河流阶地的类型、高度和级数也发生改变。临汾盆地东侧的南涧河,流经盆地边缘北北东向的霍山山前断裂时,其阶地在断裂带以东的上升盘为 5 级,但在断裂带以西的下降盘只有 3 级,到了盆地中部全部成为埋藏阶地。仅就出露地表的上新世阶地在一条断层两侧高差就达 133 m,如将上新世阶地在断裂带两侧从山地到盆地下部的高度比较,总的垂直错距超过千米。霍山山前断裂带不仅使阶地发生阶梯状的垂直错

位，而且还将一部分上新世洪积扇水平右旋错移达 10 km 之多(王乃梁等，1996)。

盆地内的构造下沉中心常形成湖泊，山西运城盆地南侧的中条山山前最大沉降区域形成盐池和硝池两个盐湖(李有利，杨学春，1994)。此外，盆地中的河流向下沉中心汇聚，形成一些埋藏地貌。太原盆地内有-北东向活动断层，距东部山前断层约 6～8 km，断层以东上升形成山前台地，沟谷切割并发育三级阶地，断层以西地壳下沉，形成埋藏阶地，下沉中心位于孝义、平遥一带。因此，太原盆地西部山地的河流进入盆地后并不直接汇入汾河，而是先向南流，在盆地南部沉降中心汇合后再入汾河。这一沉降中心近期仍在缓慢下沉，平遥惠济河上的老桥因地壳下沉而被淤积，下半部被埋，到了明朝重修此桥时，只好在旧桥之上再架新桥，形成桥上桥的奇特现象，目前在河底还能见到出露的旧桥石拱。由新旧两桥高程对比，可知此地下沉约 2.5 m。此外平遥城内地面明显低于城外现代地面，老城门显著变矮。平遥城南 3 km 的林西村附近有元代以前的石人、石羊和石狮都已被埋在 0.5～1.0 m 地面之下。

四、断陷盆地的火山和地震地貌

断陷盆地中的活动断层为岩浆喷发提供通道，形成许多火山。断陷盆地的火山地貌有以下一些特点：① 大多数火山沿活动断层分布或位于两条活动断层相交部位；② 火山锥常被断层再次活动错断形成陡坎或倾斜；③ 沿盆地边缘断层喷发的火山，一侧背靠山崖成半圆锥形；④ 常有玄武岩阻塞山地沟谷形成堰塞湖。山西大同盆地是新生代断陷盆地，第四纪期间，火山沿盆地内部或盆地边缘活动断层喷发，许多火山分布在两条断层相交位置或断层转折部位(图 7-4)。沿地垒边缘喷发的火山常为不对称形，一坡低缓，一坡高陡，如黑山和马蹄山等。秋林火山是一个沿山崖断层喷发的火山，呈半圆锥形，因断层再次活动，不仅错断火山碎屑物，并在火山锥上形成断层陡坎，秋林火山曾阻塞山地的沟谷而形成火山堰塞湖，在高于秋林沟口约 400 m 处保存了 2～3 m 厚的堰塞湖沉积物(图 7-5)。

断陷盆地是破坏性地震多发地带，并形成一些地震地貌。鄂尔多斯周边一系列断陷盆地在历史上发生多次破坏性地震，有文字记载的 8 级以上大地震就有 4 次。1303 年洪洞地震在广胜寺山前洪扇积边缘，在长约 2～3 km、宽 1.5 km 范围内形成许多小型土滑体，呈岛状土丘杂乱分布，一些沟谷因受地滑体的阻塞而被迫改道或积水成池(李有利等，1993)。

1695 年临汾地震在盆地内的涝河和汇河两岸形成大量崩塌和滑坡(王乃梁等，1996)，襄汾古城北的黄土地层中有许多地震时砂土液化形成的喷沙管(鄂尔多斯周边活动断裂系，1988)。1556 年华县大地震在渭河断陷盆地形成多处断层陡坎，张家桥附近全新世洪积扇上形成的陡坎高达 4～8 m，礓峪口一带的阶梯状断层陡坎最大高度可达 3 m 以上。这次地震还形成一些大型滑坡和崩塌，华县莲花寺东南有一南北长 4 km、东西宽 1.7 km 的大滑坡，太平峪五里关等地有三处崩塌体，堵塞河道，使太平峪 1200 m 长的河段成为暗流河。此外，在山地形成一些基岩裂缝(鄂尔多斯周边活动断裂等，1988)。在银川断陷盆地中，1739 年平罗大地震，使地面发生强烈变形，贺兰山东麓洪积扇上的全新世断层陡坎再次发生位移，陡坎增高，而且还错断明长城，右旋水平错移达 1.5 m，垂直错距 1 m 左右。断层上升盘的冲沟溯源侵蚀，形成裂点和阶地(杨景春等，1985)，银川城东

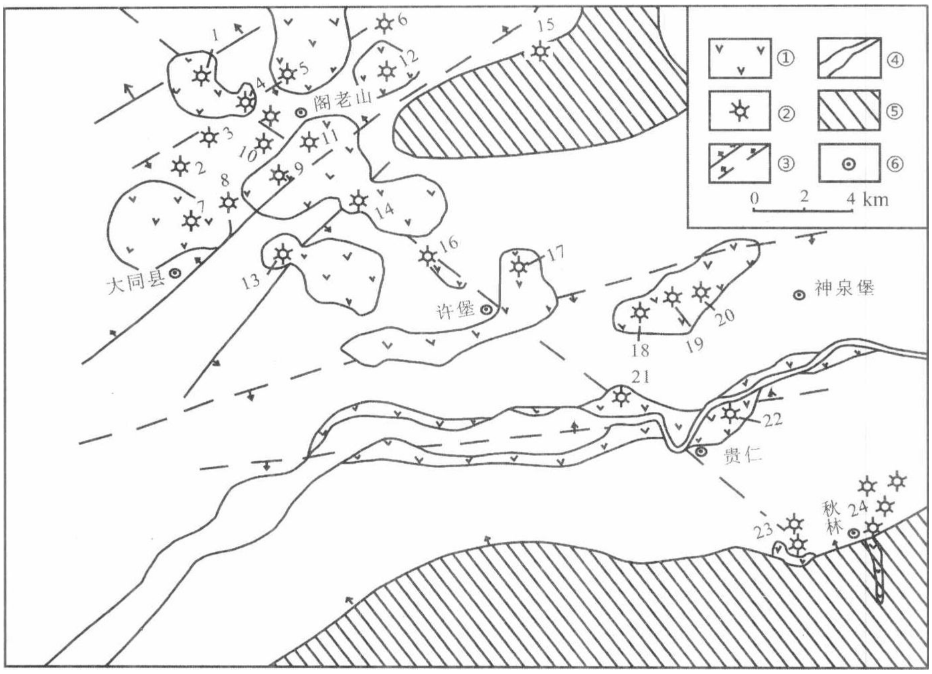


图 7-4 大同盆地东部第四纪火山与活动断层

① 玄武岩 ② 火山锥 ③ 活动断层与推测断层 ④ 河流 ⑤ 山地 ⑥ 村镇

1. 金山；2. 牌楼山；3. 老虎山；4. 狼窝山；5. 黑山；6. 大北山；7. 昊天寺火山；8. 磨儿山；9. 双山；10. 西阁老山；11. 东阁老山；12. 小牛头山；13. 马蹄山；14. 小山；15. 北大火山；16. 浅井火山；17. 肖家窑头火山；18. 养老洼东山；19. 养老洼西山；20. 神泉寺火山；21. 滩头火山；22. 大辛庄火山；23. 大峪火山(包括两座小火山)；24. 秋林火山(共四座小火山)

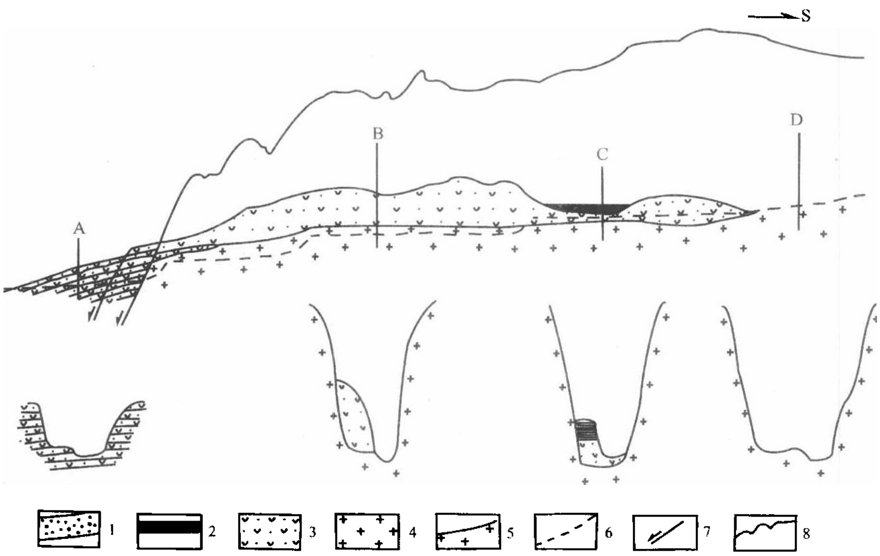


图 7-5 大同盆地秋林沟地貌剖面图

1. 砂砾石(Q_2)；2. 灰绿色湖相细粉砂；3. 火山碎屑和玄武岩；4. 花岗岩；5. 玄武岩溢出前的沟底剖面；6. 现代沟底剖面；7. 断层；8. 山顶线；A、B、C、D 为剖面位置

1.5 km 的满城，地震时形成不均匀沉降，从城门高度估计，下沉幅度约 1.5 m(鄂尔多斯周缘活动断裂系，1988)。

五、断陷盆地之间的高地

断陷盆地之间由高地相隔，高地是盆地在拉张过程中形成的相对隆升地块。按高地形成过程和结构的不同可分为三种类型。一是盆地在拉张过程中形成的次级地垒，高地两侧有正断层分布，高地走向与盆地边缘线平行或呈小角度斜交(图 7-6a)；第二种高地是次级挤压隆起，常呈舒缓的背斜，背斜轴走向与盆地长轴方向近于直交(图 7-6b)；第三种高地是盆地在拉张过程中，由于不同段的拉张宽度和深度不等，在相对陷落较小的部分形成高地，这种高地与山地相交的一侧是正断层，与盆地相接的部位为平移正断层，断层两端的水平运动方向相反，一端为右旋，另一端为左旋(图 7-6c)。

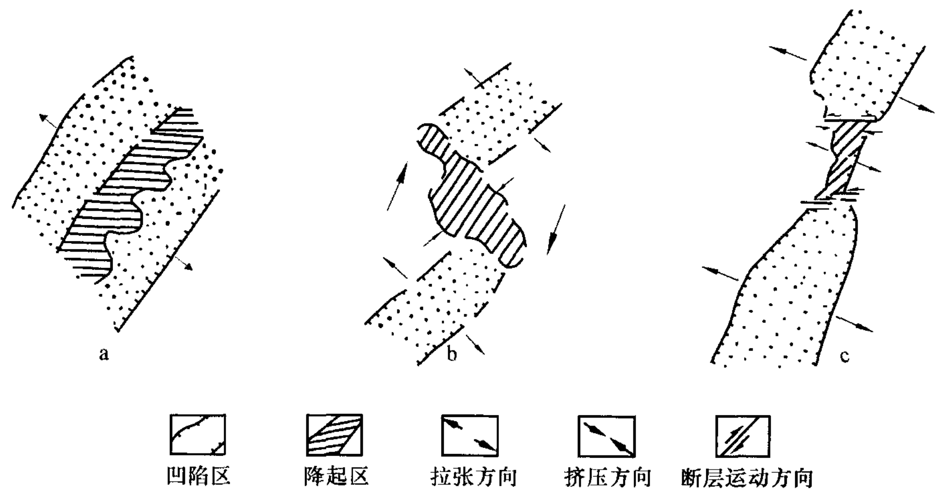


图 7-6 断陷盆地之间隆起高地形成示意图

贯穿高地的河流形成阶地，由于高地隆升的构造形式不同，阶地发生拱曲或错断；如高地隆升速度较快，河流下切不及便发生改道，在高地上常有古河道分布。汾河流经断陷盆地时，穿过盆地间的不同高地，在太原盆地与临汾盆地之间的灵石高地，是两盆地之间相对陷落较小部分，高地上的汾河阶地多达 8 级，最高的上新世阶地拔河 256 m，经什林断层时，阶地错断，级数减少，同级阶地高度也降低。在临汾盆地与侯马盆地间有一小型北西向柴庄背斜，该背斜是断陷盆地中的次级隆起，使汾河阶地发生上拱变形，早更新世至中更新世的湖相沉积层也呈拱曲变形。汾河下游的侯马盆地与运城盆地之间的峨嵋台地是一地垒构造，从上新世至早更新世汾河曾经过峨嵋台地流入运城盆地，直到中更新世晚期，峨嵋台地进一步抬升，迫使汾河沿地垒前缘的沉降部位在新绛附近向西流，经河津人黄河，废弃了峨嵋台上的河道，古河道内还有大量上新世砂砾石。

六、断陷盆地的沉积结构

断陷盆地在长期陷落过程中，沉积了较厚的新生代松散沉积物。垂直方向上，常由湖相沉积物和河流相沉积物或洪积物相互叠加；水平方向，盆地边缘山麓是洪积物，向盆

地中部，过渡为河流相沉积物或湖相沉积物。断陷盆地内的沉积物特征取决于盆地发育过程中的古气候环境和构造活动状况。构造陷落给沉积物的堆积创造空间条件，气候变化决定盆地的来水量，形成不同成因类型的沉积物。在外流湖盆中，当盆地陷落幅度大，来水量多，能积水成湖，盆地内以厚层湖相沉积为主；反之，盆地陷落幅度较小，或来水量少，盆地内以河流相沉积为主。盆地处在构造相对稳定时期，即使来水量较多，也不可能发育规模很大的湖泊。这时盆地不断沉积填高，水流从湖泊的出口流走，盆地中发育河流或在盆地低洼处形成小型浅水湖，沉积河流相和薄层浅湖相沉积物。当盆地陷落较深，或气候干旱，来水量少，湖泊的出口相对抬高，这时盆地内可能出现小范围的积水洼地，成为暂时性的内陆湖泊，由于蒸发量大，湖水矿化度增高，形成一些碳酸盐、硫酸盐或氯化物等化学沉积物。

断陷盆地在发育过程中，盆地内的断层活动可使沉积物错断和地层变形，沉积物的成因类型也发生改变，因而盆地发生层序间断，厚度变化和沉积相变。在多条平行的等倾角的高角度正断层系中，拉张作用使断层间的块体沿断层面同时发生旋转，断块发生倾斜，下降部位形成盆地，并填充堆积物。由于所有块体以相同角度同时期等量旋转，各盆地内同时代的沉积地层，其倾角大致相等。由于断层的不断活动，盆地下部沉积地层倾角略大于上部地层倾角，下降应变率变化所产生的地层角度不整合在所有盆地中同时生成。半地堑发育的三维模型中，边界断层为生长断层，断层在中段断距最大，两端点部位断距为零，随着断层的不断活动，盆地的长度和宽度也随时间增长。如果盆地体积的增加量超过盆地沉积物的填充量，盆地加深并形成湖泊，盆地的沉积物由下部的河流相沉积变成湖相沉积。断陷盆地常有火山活动，在湖相和河流相黏土和沙砾层中常夹杂着火山碎屑物，或者一些玄武岩穿插在不同的沉积层中。

断陷盆地沉积物的平均厚度有 1.5～2.5 km，南贝加尔盆地最厚达到 7～10 km，沉积物颗粒的粒径自下而上有逐渐变大的趋势。在贝加尔湖东南岸的钻孔中，下部为 1200 m 厚的中新统—下上新统的含煤页岩和粉砂岩沉积，上部为 1300 m 的上上新统—上更新统的砂砾石沉积。美国西部裂谷带中的底部在 1100 万年以前沉积一套厚层泥岩、粉砂岩和砂岩，厚度为 370～755 m；中部为砂岩、砾岩和泥岩，厚度为 970～1350 m，时代是 930 万年前；上部为 400 m 厚的粗粒碎屑沉积。这种粒度的垂向变化特征，反映了盆地高差加大，两侧山地有侵蚀加强趋势。

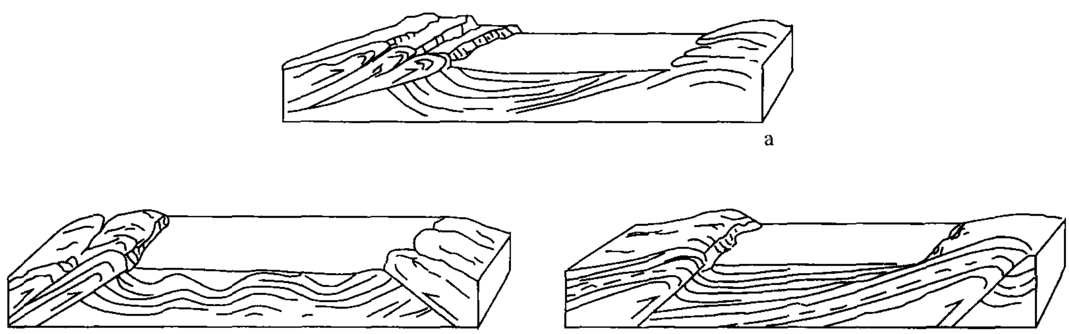
第二节 挤压构造盆地

在挤压力作用下，地壳弯曲变形形成的盆地称为挤压构造盆地。根据盆地的构造特征又可分为拗陷盆地和挠曲盆地两种类型。拗陷盆地形成过程中，地壳弯曲并形成逆冲断层，因而盆地主边界由逆断层围限。挠曲盆地的边界没有逆断层发育，是挤压构造盆地发育的初期阶段，当地壳不断挤压，地壳弯曲度加大而发生破裂逆冲则形成拗陷盆地。

许多挤压盆地是板块或地块碰撞形成的前陆盆地。前陆盆地在邻近造山带的稳定地区，当造山带的地层向盆地发生逆冲和倒转褶皱，造山带边缘上地壳载荷造成区域地壳均衡下沉，因而形成了前陆盆地。

一、挤压盆地的类型和地貌特征

挤压盆地常为一个不对称的深槽，靠近褶皱逆冲带最深，远离褶皱逆冲带变浅。根据逆冲动力差异和边界条件不同，断层生长和地质结构变化，挤压构造盆地可分为单边逆冲型拗陷盆地、双边逆冲型拗陷盆地和叠冲型拗陷盆地三种基本类型。单边逆冲型拗陷盆地两侧不对称，盆地一侧山地发育一系列褶皱和逆断层，另一对边的山地是外缘高地；盆地内靠近逆断层一侧的山前盆地形成深拗陷，沉积厚层山麓相和河湖相沉积物，另一侧下降幅度较小，沉积物减薄，地层微微倾斜（图 7-7a）。双边对冲型拗陷盆地在盆地两对边都发育褶皱和逆断层，断层倾斜方向相反，向盆地外侧倾斜，靠近盆地边缘形成深拗陷，沉积厚层沉积物并有构造变形（图 7-7b）。叠冲型拗陷盆地是在一系列逆冲楔形块体之间的低洼部位形成的，盆地的主边界是逆断层陡坎，另一对边为逆冲块体的缓倾斜坡，盆地不对称，靠近断层一侧的盆地边缘较深，地层发生强烈构造变形，盆地的另一侧沉积物逐渐变薄，地层轻微变形（图 7-7c）。



a

b c

图 7-7 挤压拗陷盆地基本类型

a. 单边逆冲型拗陷盆地；b. 双边对冲型拗陷盆地；c. 叠冲型拗陷盆地

挤压拗陷盆地边缘地块受力不均匀或地块物质组成的差异和构造的不同，都可使盆地边缘地块发生错断，各部分产生不等量的位移，前进速度快的块体向盆地方向突出，速度慢的块体向山地方向凹进，盆地边缘线凹凸不平；盆地边缘如呈弧形弯曲，弧顶部位发生张裂，形成三角形的盆地边界线。

挤压拗陷盆地可划分为山前拱断隆起台地、盆地中央拗陷平原、盆地内背斜隆起低山丘陵和盆地边缘倾斜平原等四个地貌单元（图 7-8）。① 冲断隆起台地分布在山麓带，在不断挤压作用下，山麓沉积物褶皱隆起或断裂抬升而形成台地，台地前缘陡坎由逆断层构成，由于逆断层强烈逆冲，使台地面向山地方向倾斜，台地被沟谷切割。当冲断台地向盆地方向逆冲，一部分早期形成的洪积扇被叠压在台地之下。② 中央拗陷平原是在单向挤压作用或是在两对冲作用下不断拗陷堆积的平原。拗陷平原边缘发育洪积扇，平原中部处于长期大幅度下沉，堆积厚层松散沉积物，地面低平，流经平原的河流比降减小，侧方侵蚀加强，形成曲流和牛轭湖。在平原沉降中心常发育湖泊，随着沉降中心迁移或范围变化，湖泊位置和规模也随之改变。③ 盆地中的隆起低山丘陵是新生的背斜构造，地貌上呈现一排与山地走向近于平行的小丘，隆起的一侧和两侧常有逆断层发育。如隆起的低山丘陵抬升速度较快，幅度很大，横穿丘陵低山的河流将发生改道，形成一些废弃

的古河道;如隆起抬升幅度较小,河流则能沿原来流路下切而成峡谷,其阶地纵剖面线呈上拱形态。④ 盆地倾斜平原常在隆起丘陵的一侧发育,由单斜构造组成,地貌上表现为缓倾斜平原,发育一些宽浅河道。

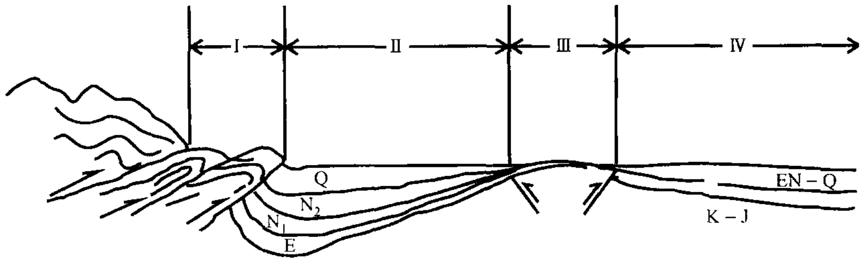


图 7-8 拗陷盆地地貌单元

I. 冲断隆起台地; II. 中央拗陷平原; III. 隆起低山丘陵; IV. 盆地倾斜平原

二、挤压盆地形成过程

挤压盆地一侧常为褶皱隆起带,另一侧为相对稳定的地块。在挤压力作用下,褶皱隆起带向一侧推覆,使基底负荷加大而弯曲下沉,地层在变形过程中发生断裂而陷落,形成拗陷盆地。这种作用在岛弧带和大陆板块内部都可发生,所以又称前陆盆地和山前盆地。模型研究表明,在施加上地壳载荷时,岩石圈表现为近似均匀的弹性板变形而形成深槽。槽地充填物的组成,取决于地壳厚度和下沉历史,以及加载的地壳和载荷变化的速率。它们决定地壳热性质、浮力和挠曲强度。随着岩石的刚性增强,盆地基底弯曲变形减小(图 7-9)。当碰撞闭合一个年轻的海洋,发育前陆盆地的地壳温度相对较高,刚性较低,弯曲度较大,盆地较窄且较深。当前陆盆地在古老的大陆边缘发育,由于古老基底的刚性强,盆地加深的速度较慢,盆地的深度较浅,宽度较大。

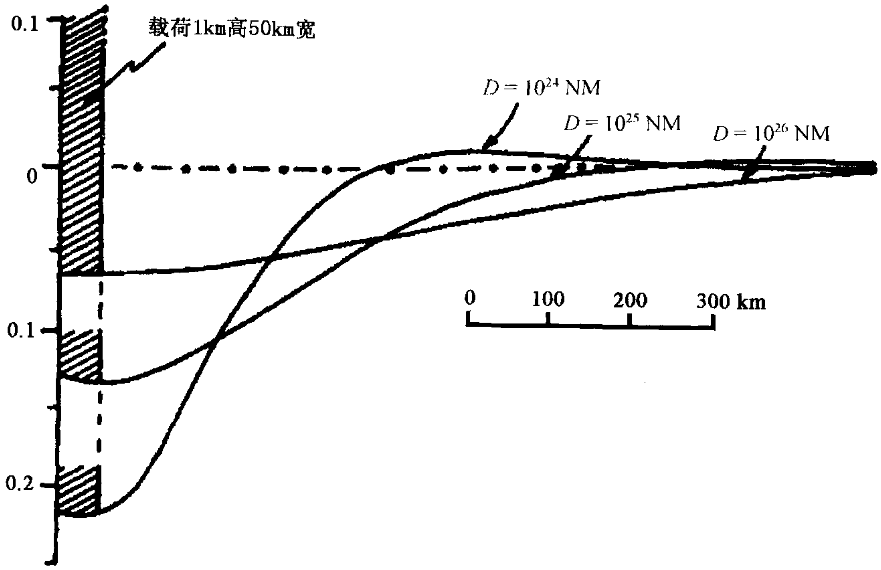


图 7-9 不同挠曲强度(D)弹性梁在相同载荷下的变形,反映变形形成的盆地具有相同的面积,不同变形深度和宽度(根据 Beaumont, 1981)

地壳弯曲造成盆地远缘的抬升，形成外缘高地。外缘高地的位置和高度与上地壳的载荷有关。如果上地壳迁移载荷被盆地的下沉吸收，外缘高地离开主逆冲断层数百千米，在长时期内其位置和高程可保持不动。外缘高地的实际高度还与高地侵蚀和盆地堆积作用有关，在有大量沉积物补给的盆地，外缘高地可被埋藏而在地表没有显现。

前陆盆地演化早期下沉较深，最老的沉积物是深水相碎屑沉积，后期逐渐变浅，填充浅水相和陆相沉积物。初始阶段，上冲到大陆边缘上的板块由于载荷作用引起前陆盆地的弯曲下沉和外缘高地的抬升，这种碰撞作用常发生在海面以下，只有少量物质可以到达盆地之中，从外缘高地向海洋方向，大陆坡载荷弯曲变陡而不稳定(图 7-10a)。随着不断碰撞地壳缩短和地形增高，使海水加深，上冲块体出露水面，增加了盆地中沉积物的补给，形成海相陆源碎屑楔，这是盆地发育的复理石阶段(图 7-10b)。进一步的碰撞和地壳缩短引起地形的抬升和大量沉积物补给，盆地被充填变为浅海或陆相环境，沉积了以陆相为主的砂砾石沉积物，称为磨拉石阶段(图 7-10c)。随着逆冲作用停止，载荷减小，盆底发生均衡抬升并开始遭受侵蚀(图 7-10d)。

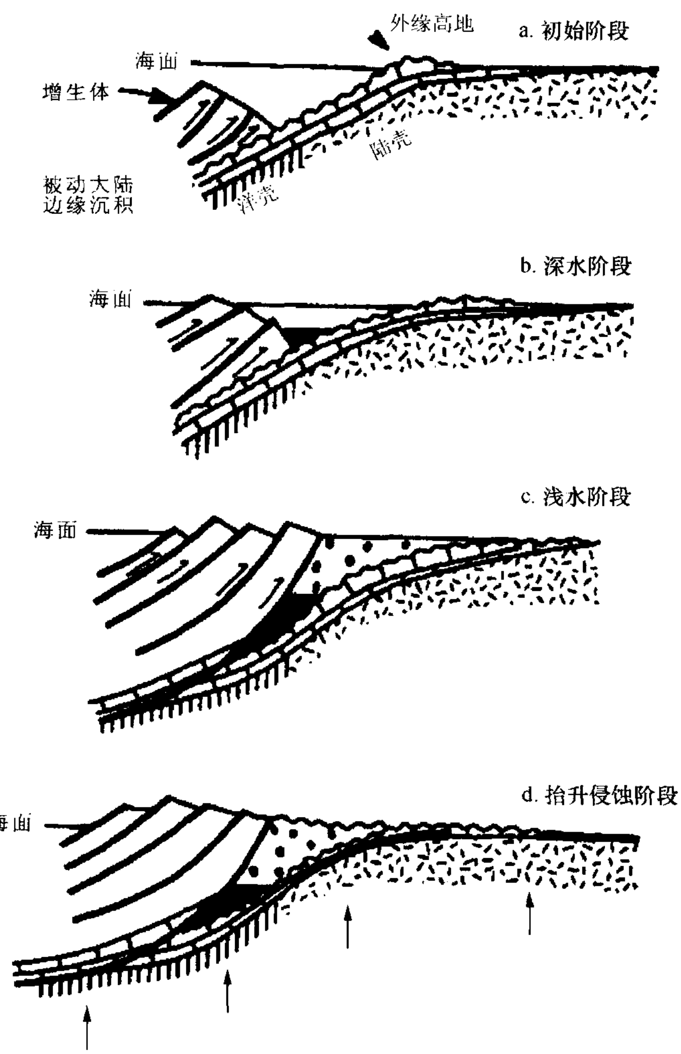


图 7-10 边缘前陆盆地演变图(根据 Cant and Stockmal, 1989)

山前盆地是在褶皱带隆起之后的一段较长时间内形成的盆地。板块边缘的作用力可以影响很长的距离，在离开板块边缘数千千米的地方造成褶皱、断裂和盆地发育。亚洲大陆东部地区新生代地质发展主要受印度板块与亚洲板块碰撞影响，在亚洲板块内的褶皱逆冲带引起的地壳载荷发育许多山前盆地，如柴达木盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地和河西走廊盆地。

河西走廊盆地是在中生代沉积盆地基础上发育的新生代山前盆地(Li and Yang，1998)。盆地基底是中生代的侏罗纪和白垩纪，盆地内最早沉积的新生代地层为渐新统，在盆地的西段北缘有零星出露，这说明白垩纪晚期到渐新世以前河西走廊地区为隆起侵蚀区，新生代盆地从渐新世开始发育。渐新统主要为山麓相碎屑岩建造，中新统为湖相和浅湖滨相。这种沉积特征反映始新世末或渐新世初为一构造强烈活动期，祁连山北缘冲断构造向北推覆，断层强烈活动，并在断层下降盘形成山前盆地，沉积了新近纪河湖相地层的沉积。中新世浅湖与浅湖滨相地层在河西走廊各盆地中均有分布，沉积中心靠近盆地南部，并呈北西西向展布，与现在河西走廊的构造延伸方向一致。

新近纪晚期和第四纪，北祁连山地进一步向北推挤，使新近纪河湖相地层发生变形和错断，断层发生强烈活动。第四纪以来，祁连山冲断推覆带向北推覆约 10 km，平均推覆速率为 4 mm/a，其中玉门老君庙冲断推覆带于中更新世早期向东北推移约 5 km，平均推覆速率为 7 mm/a(李玉龙等，1988)。

三、挤压盆地之间的隆起高地

挤压盆地之间常形成一些高地，这些高地有些与盆地走向平行分布，有些与盆地呈斜列分布。隆起高地的成因主要有两种。

(1) 挤压作用力的方向与变形带近于垂直，盆地中形成与盆地走向平行的次级背斜和向背，隆起背斜则成高地。这种高地与盆地同时生成，随着盆地的挤压陷落，高地则不断隆升，地貌和地层受挤压呈上拱变形和错断变形。吐鲁番盆地中央有一第四纪隆起带形成的高地，近东西向延伸 200 多千米，高约数十米至数百米，把盆地分隔成南北两个盆地，北部盆地宽约 20 km，沉积厚约近千米的第四系，南部盆地宽约 50 km，盆地内的第四系厚度也有数百米之多(图 7-11)。穿过高地的沟谷普遍发育三级阶地，晚更新世的第 III 级阶地受背斜活动影响有明显的拱曲和错断，阶地在背斜轴部拔河 100 m 左右，向南北两个方向逐渐降低，晚更新世晚期至全新世的第 II 级阶地拔河一般为 20～30 m，至火焰山背斜中段拔河高达 50～80 m。此外，由于断层活动，把阶地错断形成陡坎，在金胜口的 I 级阶地的断层陡坎高 6.5 m，II 级阶地的断层陡坎最高达 20.7 m，黑水沟沟口的 II 级阶地被错断形成 5.4 m 高的陡坎。晚更新世的冲洪积戈壁面形成 9 m 高的断层陡坎(邓起东等，2000)。

(2) 在挤压构造盆地中常形成一些菱形块体，它们与盆地呈斜列分布，在挤压作用下，块体将发生垂直和水平两个方向运动。垂直方向上断块沿断层向上逆冲并发生倾斜，翘起的一端形成高地，倾覆的一端形成盆地；水平方向上，各块体呈旋转运动，使分隔块体的断层成为平移逆断层。河西走廊盆地和分隔盆地高地的形成就属于这一模式，在北东-南西方向的挤压作用下，北西向的河西走廊内各个块体受挤压向西南倾斜，东北部

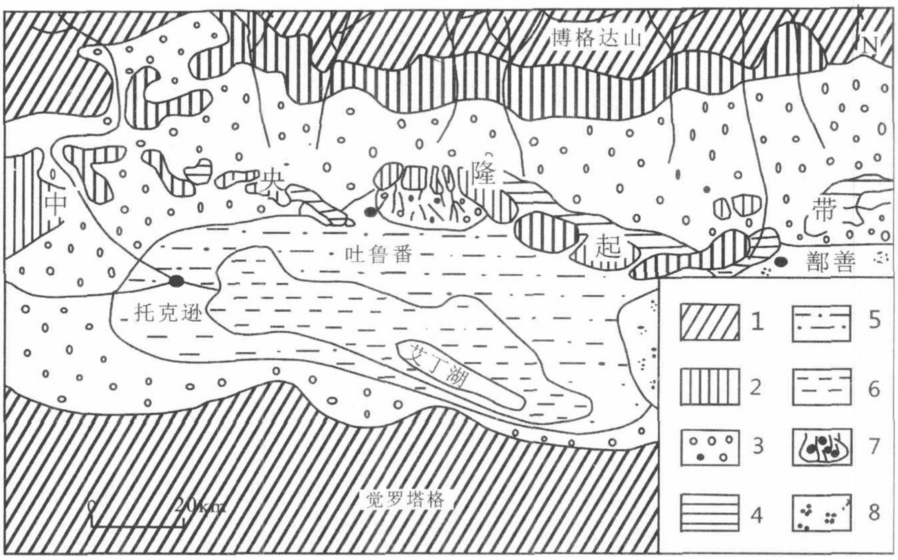


图 7-11 新疆吐鲁番盆地构造地貌图(根据邓起东等,2000)

1. 基岩高山区;2. 新生代背斜隆起山地;3. 晚更新世冲洪积平原;4. 晚更新世晚期冲洪积平原;5. 晚更新世晚期洪湖积平原;6. 全新世湖积平原;7. 全新世冲洪积扇;8. 沙漠

翘起形成高地,西南部倾覆形成盆地,高地与盆地组成盆岭式掀斜构造地貌,如大黄山与民乐盆地,榆木山与酒东盆地和文殊山与酒西盆地等。此外,走廊带在挤压作用下,发生左旋运动,各个次级块体在水平方向将产生反时针旋转,使块体之间的断层呈右旋运动(图 7-12)。

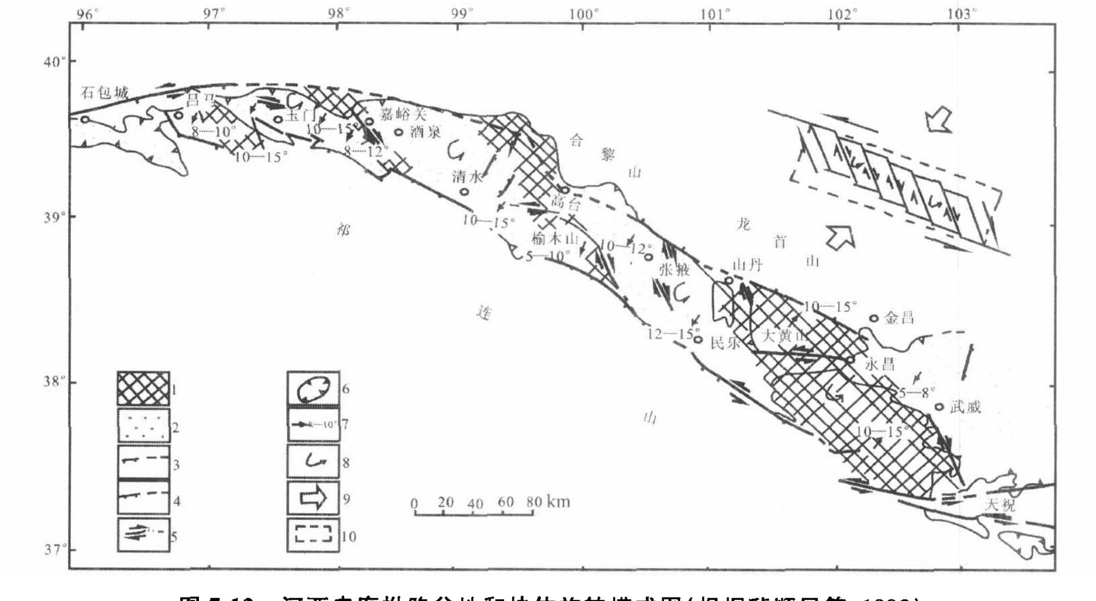


图 7-12 河西走廊坳陷盆地和块体旋转模式图(根据虢顺民等,1993)

1. 盆地横向隆起;2. 盆地;3. 逆断层;4. 正断层;5. 走滑断层;6. 第四纪盆;7. 块体倾斜方向和倾斜角;8. 块体旋转方向;9. 区域构造应力场;10. 新构造前的原始块体

四、挤压盆地的沉积结构

盆地不断陷落，盆地内堆积厚层碎屑沉积物，在垂直方向上岩相常由冲洪积相向上转变为湖积相，粒度由下往上由粗变细的韵律沉积序列；地层层序有连续沉积，也有间断沉积。在水平方向岩相由山麓相向盆地中心的冲积相或湖相呈逐渐过渡。岩相和层序的变化取决盆地沉降过程的速率和幅度。当盆地匀速下降，而且速度较快，则堆积岩相稳定的厚层沉积；反之，盆地呈间歇下降且下降速度较慢，垂向上沉积物有明显相变，沉积物粒度变化也较大，地层有沉积间断。从水平方向上看，压陷盆地的拗陷中心，下沉幅度较大，堆积厚层松散沉积物，由拗陷中心向盆地的两侧或一侧边缘的沉积物厚度变薄，沉积物粒度也从拗陷中心向盆地边缘由细变粗。

若挤压作用进一步发展，盆地边缘和基底的逆冲构造将进一步活动，不仅盆地基底发生变形，而且盆地内的早期沉积物也发生挤压变形，形成一系列短轴褶皱和倾角较陡的逆断层，在盆地中央常形成隆起使地层弯曲，在隆起带的两侧前缘，沉积新的山前堆积物。

如盆地基底的次级褶皱和断裂的活动和沉积物堆积同步进行，沉积物的下部地层变形程度和错幅大，上部地层变形程度和错幅小；如基岩构造活动发生在沉积物堆积之后，则沉积物下部和上部的变形程度一致，各层错幅相等。

第三节 剪切构造盆地

剪切构造盆地是断裂带内的一些次级走滑断层水平运动时产生拉张或挤压而形成的盆地。走滑断裂带中，断层的走向常有改变，或多条斜列断层呈雁行排列。当断层水平运动时，在断层走向转变段和斜列断层首尾相接部位将处于不同的应力状态，有些地段处于拉张，地壳伸长，在重力作用下发生陷落便形成拉张盆地，又称拉分盆地；有些地段处于挤压，地壳缩短而隆起，在隆起的前端或侧方由于挤压负荷而弯曲拗陷或逆冲，使地面下降或倾斜而形成盆地，称挤压转换盆地。

一、剪切构造盆地的形成过程

剪切构造盆地的规模较小，长度从几千米至十几千米，宽度几百米至数千米。盆地的地表形态取决于控制盆地边界断层的长度，斜列断层的间距和重叠量，断层系统力学性质，主断层和其他断层的曲率，地壳刚性岩石和柔性岩石界面的深度和盆地形成的年龄等诸多因素。盆地边界因年轻的褶皱和断层活动而发生变形，连续的断层走滑错动使盆地的边界扩展而离开沉积中心。由于边界断层属于不同的力学性质，在拉张松弛带伸长，挤压滞阻带缩短，因而断层的弯曲处和斜列断层的首尾重叠处产生拗陷或隆起。断层的倾角也可能随着深度的增加而变缓，地表的多条断层往深处去可合为一条断层，使盆地底部以近水平的断层为界。剪切构造带中的一些张裂缝间的地块发生同方向旋转，旋转的程度与剪切应变的程度有关，地壳中的滑脱断层构成盆地的底，将上部旋转的块体与下部不旋转的块体分开，上部的块体可能在沉积过程中或沉积作用发生后继续旋

转,使地层发生倾斜变形。

走滑断裂带中的一些与走滑主断层垂直的次级断层,有的是同一倾向的断层,还有一些是不同倾向的断层,都可能错断不同年龄的地层,并形成一些小型地堑和地垒,使盆地基底起伏不平。

基底岩石的类型和深度对走滑盆地的边界形态有重要影响。当基底岩石较浅,由块状刚性的岩石组成,上覆薄层沉积层,走滑盆地常由陡倾的断层构成边界;当基底由厚层易变形的沉积岩或成层的变质岩构成,走滑盆地的边界多由低角度铲形走滑挤压或走滑拉张断层构成边界(Ben-Avraham,1985)。

许多盆地在开始阶段呈松弛弯曲的几何形态,沿着松弛弯曲走滑断层的盆地呈 S 形或 Z 形,随着进一步走滑变形,其长度、宽度和深度都不断加大,逐渐变为长方形和菱形盆地。

在板块内部发生走滑拉张或走滑挤压形成的走滑盆地,可能以一种或多种机制演化而成。由于它们的规模不等,盆地结构非常复杂,由正断层、逆断层和走滑断层共同构成。

二、剪切构造盆地类型与形态特征

剪切构造盆地有两种类型,即拉分盆地和挤压转换盆地。

1. 拉分盆地

在剪切断裂带内,一些走向变换的走滑断层和不连续分布的斜列走滑断层,当断层活动时,在断层走向转换处和斜列断层首尾错列区,如处于拉张应力状态,地块下降而成拉分盆地。在一条弯曲的走滑断层,断层转折段处于拉张应力状态,在断层两盘之间的分离空间形成的拉分盆地,又称断弯拉分盆地(图 7-13a)。断弯拉分盆地沿转弯断层段拉开,形成两个相对的拉张断层边界,断层在深处可能汇成一条断层,另两边界为走滑断层。如两条断层重叠而不相交,在重叠部位将产生拉张形成拉分盆地,则称斜阶拉分盆地(图 7-13b)。斜阶拉分盆地的拉张断层位于两条近于平行而不相连的走滑断层首尾错列区,另两边界为走滑断层。

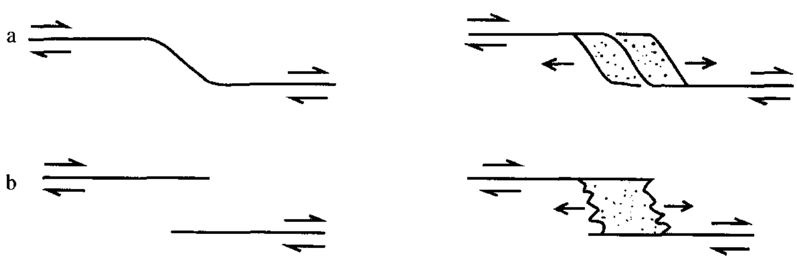


图 7-13 拉分盆地形成示意图

a. 断弯拉分盆地形成过程;b. 斜阶拉分盆地形成过程

拉分盆地受边界走滑断层及其间拉张断层的展布状况、两边界走滑断层之间的隔离量和重叠量、断层位移量、断层深度以及盆地发育阶段等因素的影响,具有不同形态特征。

（1）当两条边界走滑断层呈雁列平行分布，它们之间的拉张断层与边界走滑断层直交，断层重叠量随边界断层位移量增长而加大，隔离量不变，断层重叠量大于或等于隔离量，便形成矩形拉分盆地。如拉张断层位于盆地中心或盆地一侧，而且深度较大，在盆地中心或一侧形成一个沉积中心，构成单中心矩形拉分盆地（图 7-14a）。

（2）拉张断层与边界走滑断层斜交，且断层深度大于重叠量和隔离量，在拉张作用初始，断层的重叠量小于隔离量，形成斜长的四边形小型盆地。随着盆地的拉分扩大，重叠量不断增大，当盆地四边长度相等时，则形成菱形盆地。盆地再一步拉张，断层重叠量大于隔离量，则形成规模较大的长四边形盆地。拉张断层位于盆地两则，盆地两端变形量较大，形成两个沉积中心，构成双中心长四边形拉分盆地（图 7-14b）。

（3）断层深度小于隔离量和重叠量，边界走滑断层活动初期，位移量较小，仅在断层末端拉张，发育规模较小的两个拉张断层，形成两个小型地堑（图 7-14c）。

（4）一组雁列的呈平行分布的走滑断层，它们之间被一些与之呈斜交的小断层所连结，当雁列走滑断层活动时，导致斜交的小断层拉张，形成一些斜列的小型拉分盆地。随着断层位移量的增大，每个小型拉分盆地的宽度也不断增长，最后相邻的小型拉分盆地连成一个统一的边界呈折线形的拉分盆地。盆地中有多个沉积中心，每个沉积中心是盆地连通前的各个小盆地的沉降区，连通后构成多中心拉分盆地（图 7-14d）。

（5）盆地两条边界断层不平行，呈一定角度偏斜但不重叠，而有一条与之呈斜向相交的断层将其连接。当边界断层水平运动时，连接两边界断层的斜向小断层发生拉张，形成狭长不规则的四边形盆地（图 7-14e）。如果两边界断层相交，由断层相围的楔形地块处于拉张状态，则形成三角形拉分盆地（图 7-14f）。

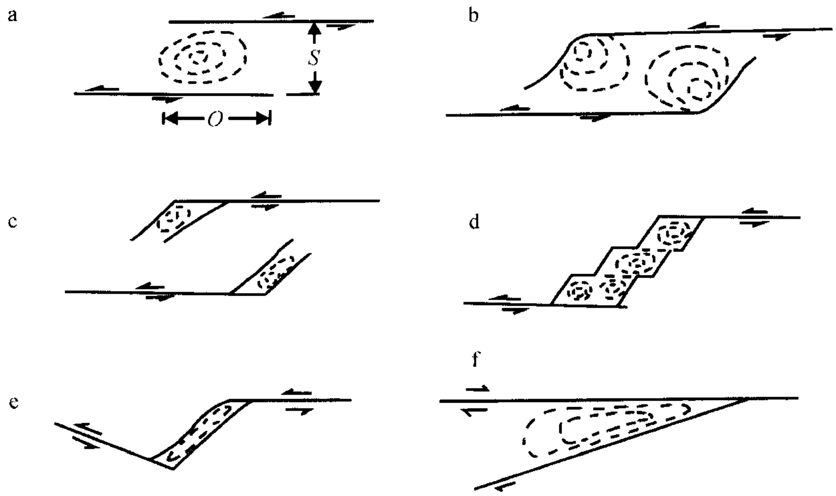


图 7-14 拉分盆地形态特征类型（根据邓起东，1986 补充）

S—断层隔离量；O—断层重叠量

a. 单中心矩形拉分盆地；b. 双中心长四边形拉分盆地；c. 断层尾端地堑拉分盆地；d. 多中心组合拉分盆地；e. 狭长的四边形拉分盆地；f. 三角形拉分盆地

2. 挤压转换盆地

挤压转换盆地沿着挤压带分布，通常为窄长条状构造下沉区，平行于区域断层和褶皱构造线，常被盲冲断层和走滑断层或逆断层围限。一些挤压转换盆地是由于在走滑断

层两侧的挤压区形成的向斜或成对的逆断层之间洼地。由于边缘地壳的载荷挠曲作用，靠近抬升块体形成小型山前盆地。沿着主变形带的持续走滑活动，会使沉积作用和下沉的情况很复杂，在靠近主断层一侧的盆地边缘被上升块体推覆并发生强烈构造变形。

挤压转换盆地成因有两种：① 沿着受阻带的强烈变形的逆冲边界，由于构造载荷造成的挠曲沉陷，类似前面讨论过的挠曲载荷作用形成的前陆盆地，只不过规模较小。② 当移动块体受阻，引起边界的抬升和下降，形成断楔盆地。这种类型盆地以南加利福尼亚的新近纪的垄脊断楔盆地最为典型，盆地的一侧以圣安德烈斯断层为边界，另一侧是窄的圣加布埃尔断层（图 7-15）。由于圣加布埃尔断层的活动，形成盆地并不断下降，盆地的西侧抬升，沿着盆地的边缘堆积大量角砾岩。同时，下沉的盆地从北东方向获得大量的沉积物。盆地不断向西南方向掀斜，沉积物沿着受阻带向南东方向迁移。

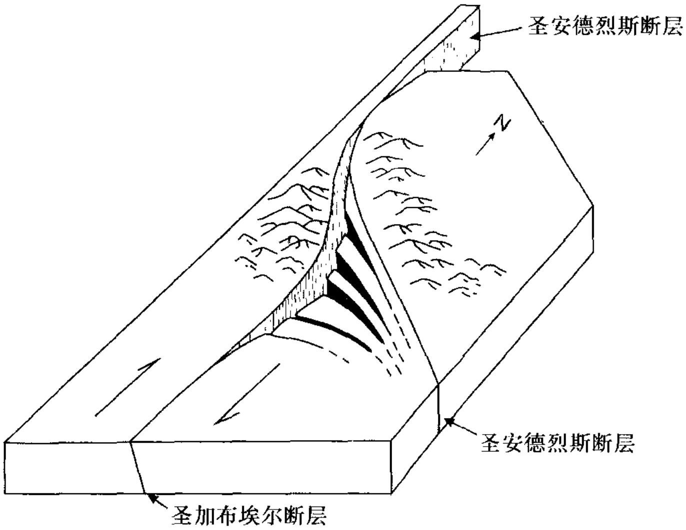


图 7-15 垄脊断楔盆地形成示意图（根据 Crowell，1982）

三、剪切构造盆地沉积结构

剪切构造盆地内的沉积物厚度不一，最大沉积中心靠近同生断层的一侧，但发育多种类型沉积物，沉积相带沿盆地主边界呈带状分布。当盆地在陆地环境下，盆地边缘以坡地作用形成的沉积和冲积扇沉积，向盆地中心过渡为辫状河或曲流沉积；在湖泊环境，从岸边三角洲相和湖滨浅水相沉积，湖中心变为深水相沉积。

沿着盆地边缘断层的持续水平活动，使盆地内沉积物和物源区偏移。随着时间和空间的变化，盆地沉积物具有岩性的多样性而变得更为复杂。盆地沉积中心也因断层活动而发生迁移。

剪切构造盆地沉积物分布特征与其他成因盆地的沉积物相似，只有被水平错动偏移的盆地，其沉积物岩性与物源岩性不一致。因而这一特征常作为判断剪切构造盆地的重要标志。在实际应用时必须进行：① 盆地沉积物与物源区岩性对比；② 盆地中的沉积地貌形态特征与物源区侵蚀地貌相匹配的分析；③ 剥蚀区因构造抬升可能被剥蚀的地层缺失研究；④ 沉积物搬运路线的确定；⑤ 断层活动与盆地沉积物堆积同时或滞后的研

究等。

盆地处在水平拉张状态时，常在盆地中心部位形成断陷并不断堆积，随着盆地不断拉张，则不同时代沉积物受到拉张在水平方向按顺序排列（图 7-16）。断陷盆地的理想模式是侧边为平行的断层构成（a、a′a″和 b、b′b″）。当两条侧边平行断层为右旋运动时，则在两断层之间的块体受拉张作用而拉分陷落，形成盆地的转换边缘（a′a″和 b′b″）和拉分边缘（a′b 和 a″b′），前者是两条平行的直线，后者呈不规则锯齿状。拉分发生前，a′b 和 a″b′合在一起，当裂口张开时，拉张部位下陷，断壁也不断伸长和扩大，断陷盆地内的沉积物占据盆地全部位置（图 7-16A），随着盆地的不断拉张，断层带再分割成小断块，最初阶段的沉积物也被拉开，在被拉开的盆地中心部位又沉积了新的沉积物，直到裂口扩大加深，熔岩侵入（图 7-16B，C）。从沉积时间顺序看，沉积物的时代从中心向两侧变老，并呈对称排列。

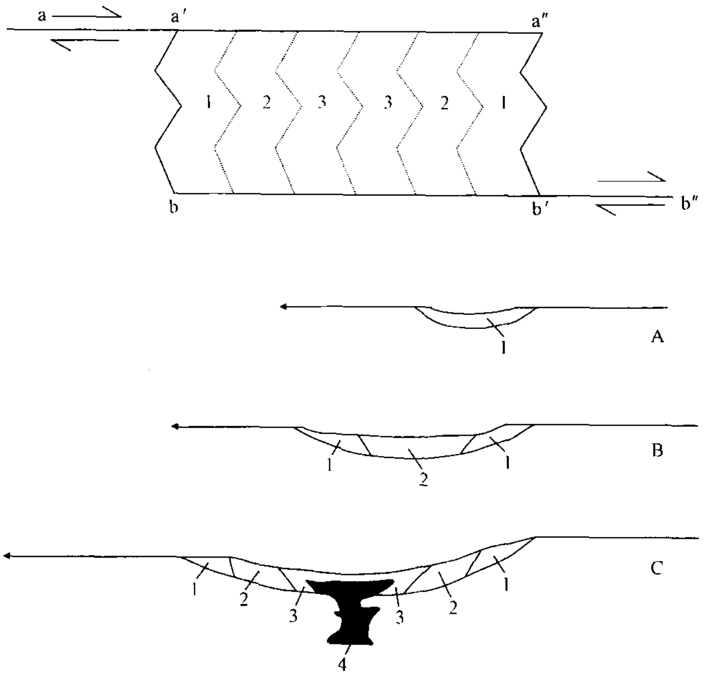


图 7-16 拉分盆地模式和沉积序列（根据 J. C. Crowell）

上图是平面图，下图是剖面图；A，B，C 为三个不同阶段的盆地沉积状况；1，2，3 是不同时代的沉积物；4 为火山岩

第八章 山前地带构造地貌

山前地带是构造由上升转为下降的过渡地带，构造作用活跃，有拉张作用形成的正断层，挤压作用形成的褶皱和逆断层，剪切作用形成的平移断层，因而发育不同类型的构造地貌。如由正断层构成的山麓构造台地，地壳隆升和逆冲形成的低山丘陵，平移断层使地貌错移和冲(洪)积扇的构造变形等。

第一节 山麓构造台地

干旱区的山麓地带，在地壳相对稳定状态下，坡地不断后退，经长期剥蚀作用，形成起伏和缓的山麓剥蚀面；当地壳处于相对下降状态，山麓带将堆积大量砂砾石，形成山麓堆积面。山麓面被山前活动正断层切割成断层陡坎，并使山麓面垂直错位而成阶梯状地形，称为山麓构造台地。台地相对高度从几米至几十米不等，如有多级台地发育，高台地形成时间较早，低台地形成时间较近，这是由于台地形成后，构造再次活动，在前期形成的台地前方又新生一条断层而形成一级新台地。但有时一次构造活动也可形成多条近于平行的断层，呈阶梯状下降，因而在同一时期也可形成多级阶地。

不同时间形成的多级台地，可从组成台地沉积物的年代和台地地貌分析加以区别。如高台地时代早，低台地时代新，流经高台地上的河流阶地级数比低台地上的河流阶地级数多，后期形成的阶地通过断层呈连续分布，表示不同高度的多级台地是多期构造活动形成的。如不同高度台地上的阶地是同一时期形成的，各级台地上发育的河流阶地级数相等并都被断层错断而不连续，表明不同高度台地是同一时期多条断层活动形成的。

阴山南麓山前自晚更新世以来发育三级构造台地(照片 8-1)，台地前缘陡坎由活动断层构成，各级台地的高度不等，宽度由几十米至数百米。第一级台地由砂砾石组成，下部为上更新统黄绿色细砂与砂砾石层，中上部为砂砾层和含砾黄土层，相对高度 10～15 m，最低的只有 2～4 m，根据^{14}C 年代测定为 9799±100 年(大青山山前)和 9690±553 年(狼山-色尔腾山山前)。第二级台地的下部基岩出露，上部为黄绿色的粉细砂层和砂砾石，相对高度 30～40 m，宽度一般 80～150 m，最宽可达 500 m，台地上部沉积物的^{14}C 年龄为 22486±1256 年，下部砂砾层的年龄为 37 929～47 168 年。第三级台地分布较为连续，其下部出露元古代变质岩和白垩纪砂砾岩，上部为晚更新世砂砾石层，相对高度最高可达 100 m 左右，台地面宽度达 300 m，这级台地形成于晚更新世中早期(鄂尔多斯周缘活动断

裂系，1988）。从以上不同级别台地和沉积物年代说明晚更新世以来，阴山山前发生多次构造活动，新形成的断层不断向山外方向发展，形成不同高度的三级台地。此外，大青山山前同级构造台地在不同地段的高度变化较大，在土默特旗和美堡桥段，台地高度最大，表明这段断层活动幅度增大，由此往东西两段的断层活动幅度逐渐减小，台地高度也逐渐降低（表8-1）。反映阴山山前断层活动有分段性差异特征。



照片8-1　内蒙古大青山山前构造台地

表8-1　大青山山前构造台地高程与断层分段（根据马保起等，1999）

山前断层分段		昭君坟－雪海沟	雪海沟－土默特右旗	土默特右旗－美堡桥	美堡桥－土默特左旗	土默特左旗－奎素
断层长度（km）		35	35	15	41	72
构造台地相对高度（m）	Ⅲ	20～30	60～100	90～100	80～120	20～70
	Ⅰ	2.7～4	7～14	6～13	7～17	5～6
洪积扇类型			上叠	上叠	上叠	串珠

第二节　山前褶皱隆起低山丘陵

挤压逆冲抬升山地的山前地带受山地抬升产生的侧向力影响，形成一些平行山地延伸的低山丘陵，它们常成多排分布，相对高度从几十米到几百米不等，宽度为几千米至十多千米，延伸长度达数十千米。

多排的低山丘陵形成于不同时期。总体来说，早期形成的低山丘陵靠近山地分布，经历多次构造运动抬升，规模较大；晚期形成的低山丘陵，分布在远离山地的山前地带，规模较小。

低山丘陵常为不同类型的背斜构造组成，有线状背斜、短轴背斜、鼻状背斜和穹窿构造等。不同类型构造形成的低山丘陵，其规模和形态都不相同。线性背斜形成的低山丘陵延伸较长，但宽度不大，鼻状背斜形成的低山丘陵规模较小，一端倾伏，一端翘起，穹窿构造形成的低山丘陵常呈椭圆形分布。组成低山丘陵的背斜构造在形成过程中，常有平移断层和逆断层发育，使山丘呈斜列分布并形成一些逆断层陡坎。

低山丘陵的顶部位于背斜轴部，山丘的两坡为背斜两翼。背斜两翼地层倾角不等，靠山地一侧的地层倾角缓，向山外一侧的地层倾角陡，呈不对称背斜。山丘两侧山坡受构造控制也成一坡陡一坡缓。

从山地发源的河流，流经山前地带时，切割低山丘陵而成峡谷，发育多级阶地。随着山丘的不断隆升，各个时期形成的阶地都发生不同程度的上拱或错断，高阶地拱曲变形和错移幅度比低阶地要大。从山丘分水高地向上下游方向去，阶地级数相应减少，同级阶地高度降低，阶地类型也从基座阶地逐渐过渡为堆积阶地。河流在山丘的出口处形成冲积扇，由于山丘形成的时序是从山地边缘不断向山外方向变新，冲积扇也不断向外迁移而形成新冲积扇，老冲积扇被切割。

天山南北山前地带各形成 3～4 排与天山近于平行的东西向低山丘陵带。山丘由中生代和新生代地层组成，山丘之间为宽阔的向斜谷地。天山北麓发育的三排山丘带都是由不对称背斜组成，南翼缓，北翼陡。从天山往北各排山丘高度依次降低，形成时代逐渐变新(图 8-1)。

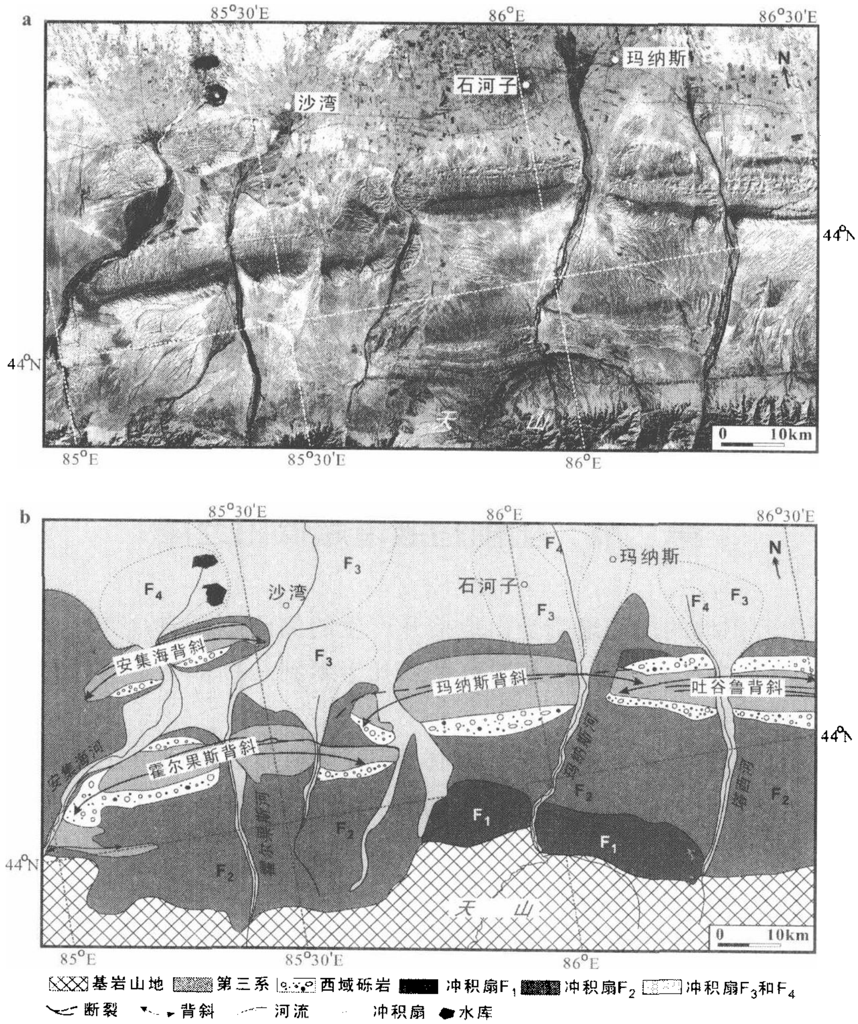
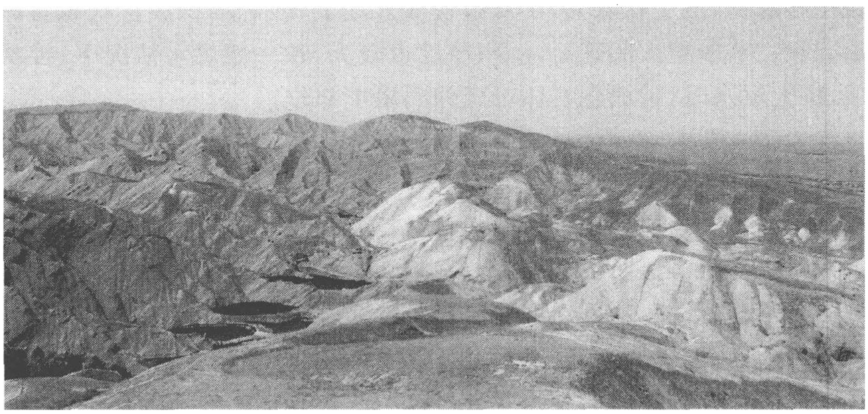


图 8-1　天山北麓构造地貌图(吕红华等，2008)

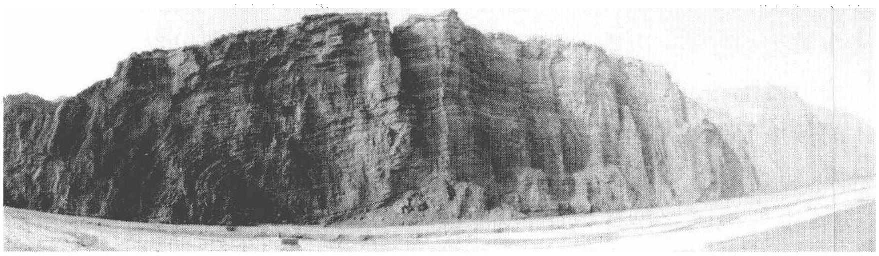
靠近天山的第一排山丘由安集海背斜和南玛纳斯背斜组成，海拔 1500～2000 m，形成于中生代末至古近纪，新近纪以来，受天山隆升影响，背斜进一步发展，直到更新世晚期仍在不断隆升。第二排山丘由霍尔果斯背斜、玛纳斯背斜和吐谷鲁背斜组成，海拔

1250～1650 m,形成于新近纪。第三排山丘由安集海背斜和独山子背斜组成(照片 8-2),海拔 600～1200 m,形成于第四纪。第四纪期间,三排山丘都在不断增长,使横切山丘河流的阶地发生构造变形,时代愈老的阶地,构造变形的幅度愈大。随着不同时代山丘的隆起,发育四期冲积扇(邓起东等,2000;史兴民等,2006;吕红华等,2008)。



照片 8-2　天山北麓独山子背斜

天山南麓也发育多排低山丘陵带(照片 8-3),从山丘的形态特征,排列顺序、形成时代和内部结构等方面看,天山南麓和天山北麓的山丘十分相似,呈现天山南北两侧山前构造地貌的对称分布特征。这是由于天山自新生代以来不断上升对南北两侧山前地带的侧向挤压作用而成。



照片 8-3　天山南麓秋里塔格背斜

第三节　冲(洪)积扇及其构造变形

一、冲积扇的形态特征

山麓带位于构造下沉地区,地形坡度急剧变缓,出山河流流经这里,水流分散,流速减慢,同时一部分水流渗漏地下,使河流水量减少,因而河流搬运能力大大减弱,砾石和泥沙在山麓带堆积,形成一个半圆锥形的堆积体,平面呈扇形,称为冲(洪)积扇。

冲积扇的规模大小不等,面积从数百平方米到数十平方千米。冲积扇在出山口的部位叫扇顶,扇的外围边缘叫扇缘,从扇顶到扇缘之间地带叫扇中。从扇顶、扇中到扇缘相应沉积不同相带,各相带之间没有明显的界线,由扇顶相到扇缘相,沉积厚度减小,沉积

物粒度逐渐变细，冲积扇的高度也逐渐降低，坡度一般小于 10°，呈一下凹形的纵向剖面线。冲积扇的横剖面则呈上凸形。

冲积扇表面有许多由暂时性洪流冲蚀而成的沟槽，是洪水期水流的主要排泄通道。洪水期水量较大时，沟槽中的水流可漫溢到冲积扇面上形成大片漫流。如从山地河流带来大量粗颗粒碎屑物，由于孔隙大，洪水很快渗入地下，砂砾堆积成舌状砾石体。砾石堆积体的前端沉积一些较粗大的砾石，沉积厚度也较大，在一般洪水情况下，舌状砾石体多分布在扇顶，特大洪水时，舌状砾石体可延伸到扇中部位。

二、冲积扇的沉积特征

冲积扇和山地汇水盆地是一个连续的整体，构成统一的流水地貌系统。汇水盆地的面积大小、地形坡度、构造运动、岩石组成、植被疏密和水文状况等因素决定冲积扇的规模、形态以及沉积物的粒度、结构和砾石成分。

冲积扇发育初期，规模较小，当冲积扇上游山区的构造抬升幅度加大而使地形坡度变陡，侵蚀加强，或气候变化而使水量增大，都可使出山河流带来物质增多，冲积扇扇面扩大，沉积相带向扇缘方向移动，并发育许多沟槽。这些沟槽很不稳定，每次洪水形成新沟槽，老沟槽被掩埋，形成砂砾透镜体。沟槽中沉积的堆积物称槽洪沉积，以砂砾石为主，分选较好，砾石层有粗略层理，砂层中常形成交错层理。

冲积扇发育的中后期，出山河流的侵蚀和堆积趋于平衡，沟槽也较为稳定。大洪水时，沟槽水流漫溢到冲积扇面上，并将细颗粒物质带到扇面形成漫洪沉积。漫洪水流的流速和深度都较小，沉积物粒度小，分选较好，形成交错层理和水平层理黏土粉砂层。如果出山河流水量大，带来的物质较粗大，黏土粉砂物质较少，沉积物之间孔隙大，洪水时的水流很快渗入地下，粗大的砾石在扇面上堆积呈舌状的叠覆砾石堆积体，称为筛滤沉积。堆积体的坡度小于洪积扇面坡度，但它的前缘较陡，分布范围与洪水大小有关。

冲积扇发育过程中，在地形坡度较陡的山地区，植被稀疏，地面如有大量风化碎屑物质积累，或沟谷中堆积厚层松散物质，遇大暴雨时便可形成泥石流，因而冲积扇上常有泥石流堆积物。泥石流是以泥砂、砾石和水流的混合黏性流动体，固体含量一般在 15%以上，最高可达 80%，泥石流沉积物一般没有层理，分选较差。

三、冲积扇的构造变形类型

山麓带的构造活动使冲积扇形态发生变化和沉积物结构改变。根据冲积扇的构造变形和沉积物特征，可分为错断型冲积扇、迁移型冲积扇、隆拗型冲积扇、切割型冲积扇和叠置型冲积扇等五种构造变形类型(图 8-2)。

1. 错断型冲积扇

冲积扇形成后，断层活动使冲积扇错断变形。当断层垂直错移时，冲积扇面形成陡坎，在上升部位发生侵蚀，形成一些沟谷。沟谷在断层发生后以下降盘地面为侵蚀基准面溯源侵蚀而成，因而沟谷中形成裂点和阶地；在冲积扇的下降部位，发育一些小冲积扇(图 8-2A_1)。

断层水平运动可使冲积扇发生水平错位，冲积扇被分割成两部分，一部分被水平错

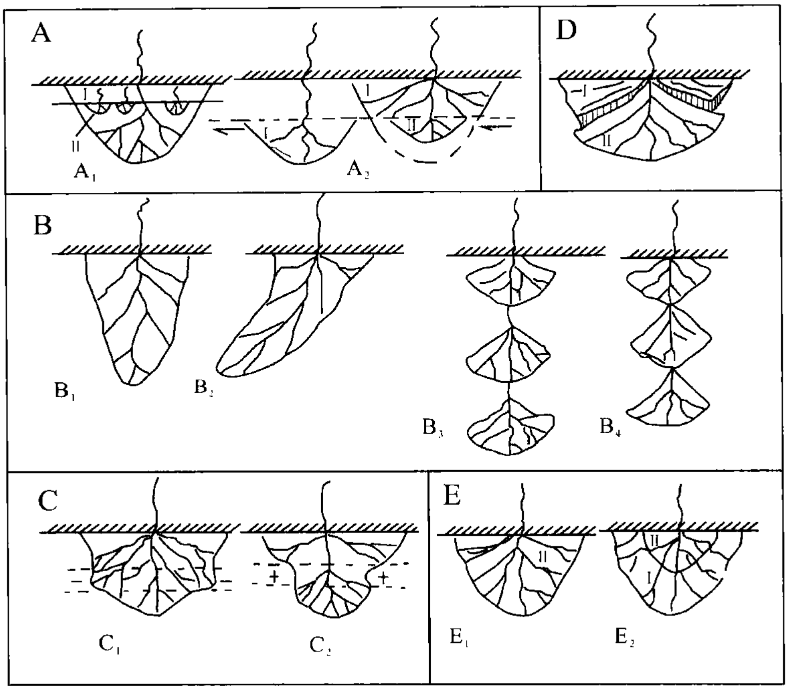


图 8-2 冲积扇构造变形类型图

A. 错断型冲积扇；B. 迁移型冲积扇；C. 隆拗型冲积扇；D. 切割型冲积扇；E. 叠置型冲积扇

移离开原地，在未被错移的冲积扇边缘发育新的冲积扇。由于冲积扇上游侵蚀区和下游堆积区的统一系统被破坏，新形成冲积扇规模与上游流域面积不相匹配，被错移的冲积扇的沉积物岩性与上游物源区岩石不一致等异常现象（图 8-2A_2）。山西临汾盆地东部的山麓带上新世冲积扇被霍山断裂水平错移，在断裂两侧，冲积扇的砂砾层岩性差别很大。断层东侧砂砾层中的砾石，以片麻岩砾石为主，占 70%，其次为石英岩和煌斑岩砾石占 30%；断层西盘砂砾层中以石灰岩类砾石占多数，其中竹叶状灰岩，鲕状灰岩和燧石条带状灰岩等占 54%，其余为片麻岩砾石占 25%，石英砂岩占 20%。在冲积扇上游流域内没有石灰岩类岩石和砂岩出露，而在南部距上述冲积扇大约 10 km 的山地才有灰岩和砂岩分布，说明霍山山前断层自上新世以来发生右旋运动将断层以西的冲积扇向北错移 10 km 左右（王乃梁等，1996）。

2. 迁移型冲积扇

山前地带向山外方向发生不均匀构造运动，使冲积扇向下降地区偏移变形，形成迁移型冲积扇（图 8-2B）。当山前下降地块发生缓慢倾斜时，冲积扇不断向外伸延，但仍未脱离老冲积扇本体，形成一个长舌形冲积扇（图 8-2B_1）。当下降地块向冲积扇的侧方倾斜，形成斜长舌形冲积扇（图 8-2B_2）。如果下降地块倾斜度较大，在距老冲积扇下方形成新冲积扇，则呈串珠状冲积扇（图 8-2B_3，B_4），冲积扇从山边向山外依次变新（Li et al.，1999）。

3. 隆拗型冲积扇

在冲积扇基底与山麓线走向一致方向发生褶皱，形成向斜和背斜，或断裂错动形成地堑与地垒，冲积扇发生明显地貌变形，形成隆拗型冲积扇。在向斜和地堑的拗陷区，由

于下沉，地表水流向这里集中，带来大量碎屑物质，并不断从扇的侧面向外伸长形成小冲积扇(图 8-2C_1)。如在背斜或地垒的隆起区，扇面在这里收缩，扇边线向扇内凹进(图 8-2C_2)。

4. 切割型冲积扇

冲积扇形成后，山麓带由下降转为抬升，抬升速率与山地抬升速率相近，冲积扇上的沟谷下切侵蚀，形成阶地，并在下切沟谷内形成新冲积扇，扇顶嵌入在老冲积扇内(图 8-2D)。

5. 叠置型冲积扇

山麓带处于长期缓慢下沉状态，新冲积扇叠加在老冲积扇之上，洪积物不断增厚，形成叠置型冲积扇。如每次搬运到冲积扇的碎屑物质不断增多，扇面扩大，沉积相带不断向扇缘方向移动，新的沉积物将老冲积物全部覆盖，形成超覆叠置型冲积扇(图 8-2E_1)。这一类型冲积扇的扇面纵向坡度较小，呈下凹形。如上游山地沟谷供给物质减少，新形成的冲积扇只能堆积在老冲积扇的扇顶和扇中部位，在老扇之上发育一个新的小型冲积扇，形成退缩叠置型冲积扇(图 8-2E_2)。新老冲积扇共同组成的扇面坡度加大，老扇面范围不变。

第四节 山前边缘线弯曲度与构造活动

山前边缘线是山地与山前平原交汇的一条界线。假定山前边缘线由断层控制，在断层活动初始或以后的一段时间内，山前边缘线受侵蚀破坏较少，虽然两河流之间山脊前端山嘴受片状流水侵蚀和重力崩塌而后退，但其速度很慢，因而山边线的走向弯曲度较小。如果断层活动减弱或停止，沟谷不断侵蚀，沟口展宽而使山前边缘线变得弯曲。因而山前边缘线的弯曲度和断层活动停息后经历的时间成正相关。通常用山前边缘线弯曲度大小来衡量断层活动时间长短。山前边缘线弯曲度以山前边缘线的实际长度和其间的直线长度之比来表示。当比值等于 1 或稍大于 1 时，山前边缘线近于直线，表示断层活动时间很近；弯曲度较大的山前边缘线反映构造活动已有较长时期，现已减弱或进入平静期。

Bull 和 McFadden(1977)曾用这种方法对美国加州 Garlock 断层活动性进行研究，指出断层北段，山边线弯曲度比值较低，反映断层近期有过活动，断层南段，弯曲度比值较大，表示构造相对稳定。

山前边缘线弯曲度除与断层活动时间的长短有关外，还受山地岩性和河流的规模的影响。坚硬岩石山地河流和宽度较小山地的短小河流，其侵蚀速率都较小，如河流侵蚀速率和山嘴侵蚀后退速率相近，则山地边缘线弯曲度随时间增长变化不大，不受自断层活动以来的时间影响。

第九章 地震地貌

地震地貌指地震时地壳构造变形和地震振动形成的地貌。前者称地震构造地貌，如地震断层陡坎、构造裂缝、地震鼓包和大面积地面构造升降形成的各种地貌；后者称地震振动地貌，如山崩、滑坡、泥石流和砂层液化形成的各种地貌。

第一节 地震基本知识

地壳在构造应力作用下产生应变，积累大量应变能，当应变超过极限时，地壳就突然破裂，释放大量能量，其中一部分以地震波形式传播出来，从而引起一定范围内地面震动，形成地震。这种地震称为构造地震，全球 90%以上的地震都是构造地震，可以说地震是构造运动的一种表现形式。此外，还有火山地震、塌陷地震、水库地震和核爆炸激发的地震等，它们的震级都较小，震源浅。

一、地震的分布

地震的分布与地质条件有关，多分布在活动构造带上。按地质构造、地震活动和地貌特征等可把全球地震分布分为 3 个带，即环太平洋地震活动带、地中海-喜马拉雅地震活动带和大洋中脊地震活动带。

环太平洋地震活动带是最主要的地震活动带。全球约 80%的浅源地震、90%的中源地震和几乎所有深源地震都集中在这一地震上。太平洋西北海岸带有许多著名的岛弧构造，如阿留申群岛、千岛群岛、日本-琉球群岛和菲律滨岛等，这些岛弧的地震极为强烈而频繁。太平洋东海岸带是由年轻造山带形成的高大山系，北美太平洋沿岸地震发生于巨大地块间的大断裂附近，南美的海岸山脉对应有深海沟，浅源地震大多分布在深海沟与山脉之间，深源地震多在山地后侧。

地中海-喜马拉雅地震活动带的大部分位于欧亚大陆范围内，因此也称欧亚地震带，总长 15 000 km。该地震带以浅源地震为主，但在帕米尔、喜马拉雅地区以及土耳其、希腊、罗马利亚和意大利也有深度在 100 km 的中源地震。深源地震主要在印度尼西亚岛弧区的班达海和苏门答腊一带，但在西班牙 1954 年发生的地震，震源深度为 640 km，意大利附近第勒尼安海 1955 年地震震源深度 450 km。

大洋中脊地震活动带沿洋底中脊分布，大多为浅源地震，震级小于 5 级，仅在大西洋

和印度洋海岭记录到7级地震。

二、地震波

地震时岩层破裂产生的强烈震动以波的形式从震源向各方向传播，形成地震波。在地球内部传播的地震波，称为体波，体波有纵波（P波）和横波（S波）。纵波称压缩波，质点振动方向与波的传播方向一致；横波称为剪切波，质点振动方向与波的传播方向垂直。当体波传到地面时，便沿地球表面传播，称面波。面波又可分为瑞雷波和勒夫波两类。瑞雷波（R波）的质点振动形式为逆进的椭圆形，勒夫波（Q波）的质点振动方向与地面平行且垂直于波的传播方向。不同地震波的传播速度不同，在地壳内，纵波速度约为5～6 km/s，横波为3～4 km/s，而面波速度只有3 km/s。震中区附近，各种地震波尚未分离，且振幅较大，相互叠加，使地面产生复杂的振动，造成地表破坏和建筑物损毁。随着震中距的增加，各类波互相分离，波的振动能量逐渐减弱，其破坏作用也随之减小。

三、地震参数

地震参数包括地震的发震时刻、空间位置（震中位置和震源深度）和震级。地壳突然发生破裂的时间称为发震时刻。地壳开始破裂的地方称为震源，震源在地表的垂直投影就是震中。震源与震中之间距离称为震源深度。通常震源的地壳错动有一定范围，称为震源区，它在地表的投影也有一定范围，称为震中区。震级是地震的等级，表示震源释放的能量大小。

震级是利用地震记录图上的地震波振幅资料计算确定的。震级的标度最初是美国地震学家里克特（C. F. Richter）于1935年研究加利福尼亚地震时提出，规定以震中距为100 km处“标准地震仪”所记录的二水平方向平均值为1 μm振幅 A_0 的地震为零级地震。通过测定某地震时地面振幅 A，可计算该地震震级 $M_L = \log A - \log A_0$。

还有一些表示震级的方法。例如面波震级Ms，对于震中距达到600千米的地震，测量周期约为20秒的面波的振幅计算得到的震级。体波震级 M_b 是根据短时间测量得到的周期约1秒的压缩波的振幅计算得到的震级。

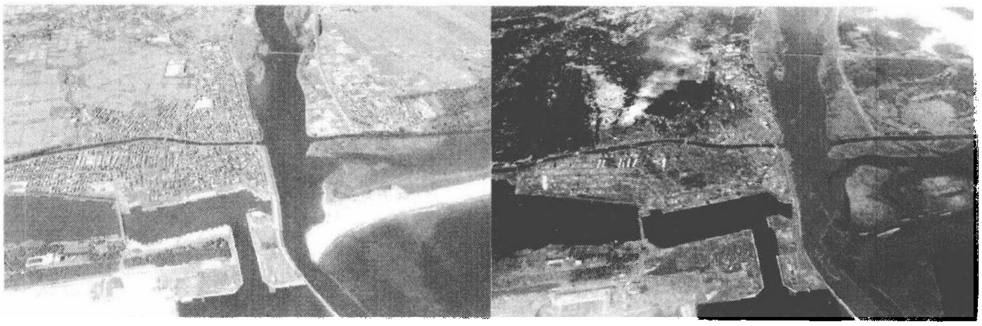
古地震不可能获得地震的振幅，很难根据地震学的研究直接估计古地震的震级，但是，可以测量地震断层破裂长度，平均断距，近似的破裂面积，用这些测量数据来确定没有仪器记录的地震的绝对大小。

四、地震灾害与地震烈度

地震时地面强烈振动，振动幅度有时可达数米，能在几分钟，甚至几秒钟内使地貌改观，地壳发生强烈变形，地面出现长达几十千米至几百千米的地震断层，沿断层发生数米的错动，地基发生大范围隆起、下沉和水平位移等。强烈的地震动还会在山区陡峭的坡地触发大规模的山崩、滑坡和泥石流等地貌过程。1970年秘鲁北部一次地震引发巨大山崩，掩埋了近2万人。在堆积土和充填土等松软土质地区地震动能造成大量地裂缝。在富含地下水的松散砂土地区，发生砂土液化现象，造成地基失效，坚固建筑物整体倾倒。强烈的地震动会造成水坝和河堤溃决，酿成水灾；煤气泄漏和供电线路设备破坏常引起

火灾。1906 年美国旧金山地震引起的大火烧了 3 天，造成的损失比地震本身的损失大 10 倍。海底地震产生的地震动，能在海岭斜坡上触发类似滑坡的现象，称为海底浊流，能冲毁海底通信电缆等。

海底发生大地震时，大范围的海底突然隆起和下沉，扰动海水而触发海啸。外海的海啸浪高虽仅数米，波长达几十至几百千米，当传至岸边的 V 形或 U 形的小海湾时，海浪可急剧增高至 20 多米，能把沿岸建筑洗劫一空。2004 年 12 月 26 日在东南亚海域由同震断层活动引起的海啸造成巨大灾害，伤亡 20 多万人。2011 年 3 月 11 日，日本东部海域发生 9 级地震，引发强烈海啸（照片 9-1），死亡人数超过数万人。岛弧、海沟内侧的断层倾向滑动地震也容易激发海啸。



照片 9-1 日本名取川河口 2011 年 3 月 11 日地震海啸破坏前后影像对比（左为海啸前，右为海啸后）（根据 ABC News）

地震烈度指地面和建筑物遭受地震的破坏程度。通常根据地震对房屋和其他建筑物的破坏程度、地震形成的各种地质地貌现象、人的感觉和器物摇动或倾倒等为依据来进行烈度划分。地震烈度不仅与震级大小有关，而且与震源深度、震中距、地面土质条件和建筑物的性能等多种因素有关，故同一次地震在不同地点可以有不同的烈度。将不同烈度按大小顺序排列作为烈度表，各国采用的烈度级别不等，我国将地震烈度从轻到重依次划分为 12 度（表 9-1）。

表 9-1 中国地震烈度表（2004 年）（根据中国地震局）

烈度	人的感觉	房屋震害程度		其他震害现象	水平向地面运动	
		震害现象	震害指数		峰值加速度（m/s^2）	峰值速度（m/s）
I	无感					
II	室内个别静止中人有感觉					
III	室内少数静止中人有感觉	门、窗轻微作响		悬挂物微动		
IV	室内多数人、室外少数人有感觉，少数人梦中惊醒	门、窗作响		悬挂物明显摆动，器皿作响		

（续表）

烈度	人的感觉	房屋震害程度		其他震害现象	水平向地面运动	
		震害现象	震害指数		峰值加速度（m/s^2）	峰值速度（m/s）
V	室内普遍、室外多数人有感觉，大多数人从梦中惊醒	门窗、屋顶、屋架颤动作响，灰土掉落、抹灰层出现细微裂缝，有檐瓦掉落，个别屋顶烟囱掉砖		不稳定器物摇动或翻倒	0.31（0.22～0.44）	0.03（0.02～0.04）
VI	多数人站立不稳，少数人惊逃户外	损坏——墙体出现裂缝，檐瓦掉落，少量屋顶烟囱裂缝、掉落	0～0.1	河岸和松软土出现裂缝，饱和砂层出现喷砂冒水；有的独立砖烟囱轻度裂缝	0.63（0.45～0.89）	0.06（0.05～0.09）
VII	大多数人惊逃户外，骑自行车的人有感觉，行驶中的汽车驾乘人有感觉	轻度破坏——局部破坏，开裂，小修或不需要修理可继续使用	0.11～0.30	河岸出现塌方；饱和砂层常见喷砂冒水，松软土地上裂缝较多；大多数独立砖烟囱中等破坏	1.25（0.90～1.77）	0.13（0.10～0.18）
VIII	多数人摇晃颠簸，行走困难	中等破坏，结构破坏，需要修复才能使用	0.31～0.50	干埂土上亦出现裂缝；大多数独立砖烟囱严重破坏；树梢折断；房屋破坏导致人畜伤亡	2.50（1.78～3.53）	0.25（0.19～0.35）
IX	行动的人摔倒	严重破坏——结构严重破坏，局部倒塌，修复困难	0.51～0.70	干埂土上许多地方出现裂缝；基岩可能出现裂缝、错动；滑坡、塌方常见；独立砖烟囱倒塌	5.00（3.53～7.07）	0.50（0.36～0.71）
X	骑自行车的人会摔倒，处不稳状态的人会摔离原地，有抛起感	大多数倒塌	0.71～0.90	山崩和地震断裂出现；基岩上的拱桥破坏；大多数独立砖烟囱从根部破坏或倒毁	10.00（7.08～14.14）	1.00（0.72～1.41）
XI		普遍倒塌	0.91～1.00	地震断裂延续很长；大量山崩滑坡		
XII				地面强烈变化，山河改道		

注：表中的数量词："个别"为10％以下；"少数"为10％～50％；"多数"为50％～70％；"大多数"为70％～90％；"普遍"为90％以上

第二节 地震裂缝和地震地表破裂带

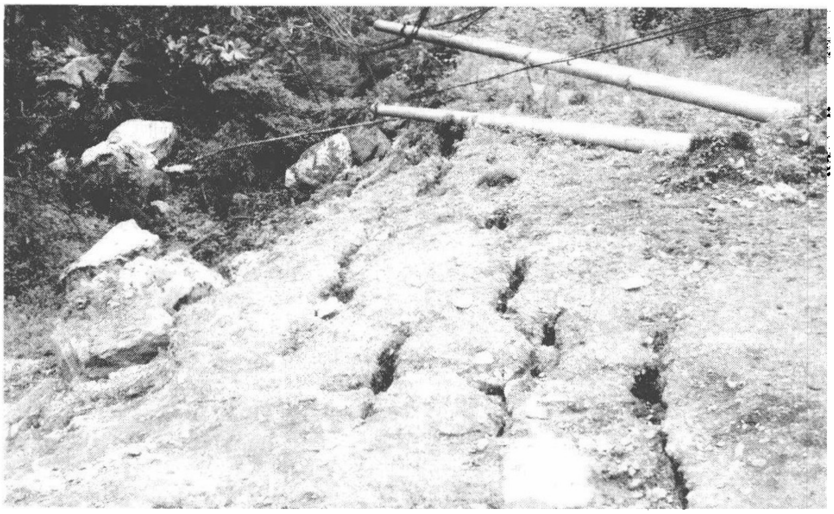
一、地震裂缝

地震构造作用和地震振动作用在地表都可形成裂缝，统称地震裂缝。根据裂缝成因

不同，前者又称地震构造裂缝，后者称地震振动裂缝。

地震构造裂缝是地震断层活动在地表的表现形式，它们的总体方向受地震断层走向控制，不受地形和岩性的影响。由于断层的力学性质不同，裂缝的平面形态不尽相同，有平直形、弯曲形、弧形、锯齿形、雁行斜列形和分叉形等。

拉张构造常形成锯齿状的张裂缝，裂缝中常夹有破碎崩落的岩块，裂缝两侧呈阶梯状。挤压构造形成的裂缝常为弧形，形成逆冲断层或挤压鼓包。剪切作用因断层两盘相对水平运动，在松散沉积层中常派生一组次生拉张应力和一组挤压应力，形成与主断层走向斜交的呈雁行分布的张裂缝（照片 9-2）或挤压裂缝和鼓包，它们相间排列或近于直角转弯，剪切断裂带的末端还常见一些分叉的裂缝。除上述三种基本构造裂缝外，还有拉张剪切作用或挤压剪切作用的裂缝。



照片 9-2 2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震深溪沟附近发育的雁行分布次生拉张地裂缝

地震振动裂缝是由于地震波作用使地面土壤压缩或使斜坡失去稳定而产生的裂缝。它们形成在平原区的河道两侧、海滨地带和各种堤岸以及山地区的各种不同坡地。地震振动裂缝没有固定走向，规模大小不一，多为拉张裂缝。裂缝形成时有很强的拉张应力，能把树干拉开撕裂（照片 9-3）。



照片 9-3 1975 年 2 月 4 日海城地震大凌河两岸的地裂缝撕裂树杆（高词、聂宗笙摄）

二、地震地表破裂带

地震地表破裂带是由多条不同力学性质的地震构造裂缝组合而成，大地震在地表可形成宽数米至数百米，长可达数千米至数百千米的地表裂缝带。1973 年 2 月 6 日四川炉霍地震(M＝7.9)形成的地表破裂带由 5 至 6 条次级裂缝组成，宽 20～150 m，长约 90 km，N50—60W 方向分布，和炉霍-道浮左旋活动断裂位置一致。在破裂带内形成一系列派生的北东向拉张裂缝和北西向挤压隆起，最宽的张裂缝为 2.2 m，可见深度 1.6 m，高 1.5 m(唐荣昌等，1976)。1975 年 2 月 4 日辽宁海城地震(M＝7.3)，地表形成 300 多条次级的北东向拉张裂缝和北西向挤压翘起，组成 5.5 km 长、10～60 m 宽的北西西向地表破裂带，其中单条拉张裂缝最大宽度达 70 cm，高度近 1 m(图 9-1)。1976 年 7 月 28 日河北唐山地震(M＝7.8)在唐山市形成的一条长 8 km，宽 30 m 的地表破裂带，总体呈北北东向，由一系列雁行斜列的北东向断层组成，断层右旋水平位错 1～1.5 m (图 9-2)。2008 年 5 月 12 日四川汶川大地震(M＝8)，沿映秀—北川断裂和灌县—江油断裂形成两条近于平行的同震地表破裂带(图 9-3)。其中一条为映秀-北川地表破裂带，长 240 km，由一系列右旋走滑逆断层组成，最大垂直位移 6.5 m，水平走滑位移 4.9 m；另一条沿灌县-江油断裂带形成的汉旺-白鹿地表破裂带，长 72 km，为纯逆断层，垂直位移为 3～5 km。在断裂带的西南端，还有一条连接两破裂带的北西向破裂带，长 6 km，为逆走滑枢纽断层，最大垂直位移和左旋水平位移均为 3～5 m，称小鱼洞地表破裂带。汶川地震地表破裂带形成多种类型的挤压陡坎。1980 年阿尔及利亚阿斯南地震(M＝7.3)的地表破裂带中，在挤压地段沿背斜轴部的纵张裂隙形成一些小型地堑，另一些地段因斜向逆冲在地表形成共轭剪切带，发育一些小型斜向地堑和拉张裂隙(图 9-4)。

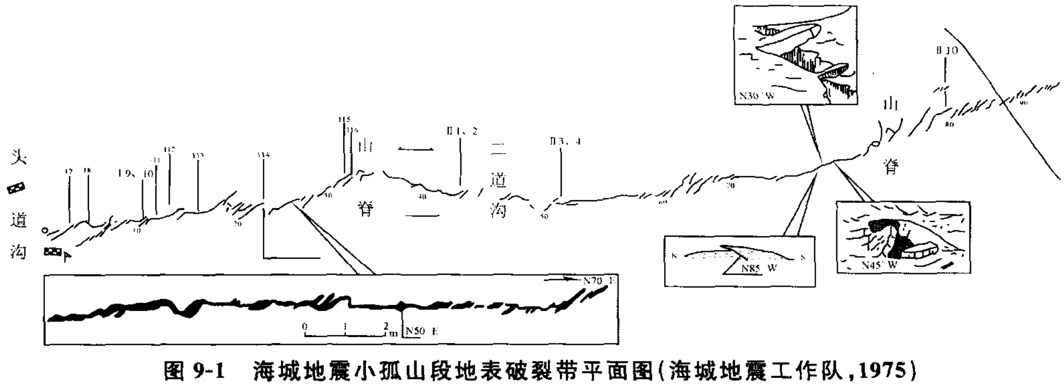


图 9-1 海城地震小孤山段地表破裂带平面图(海城地震工作队，1975)

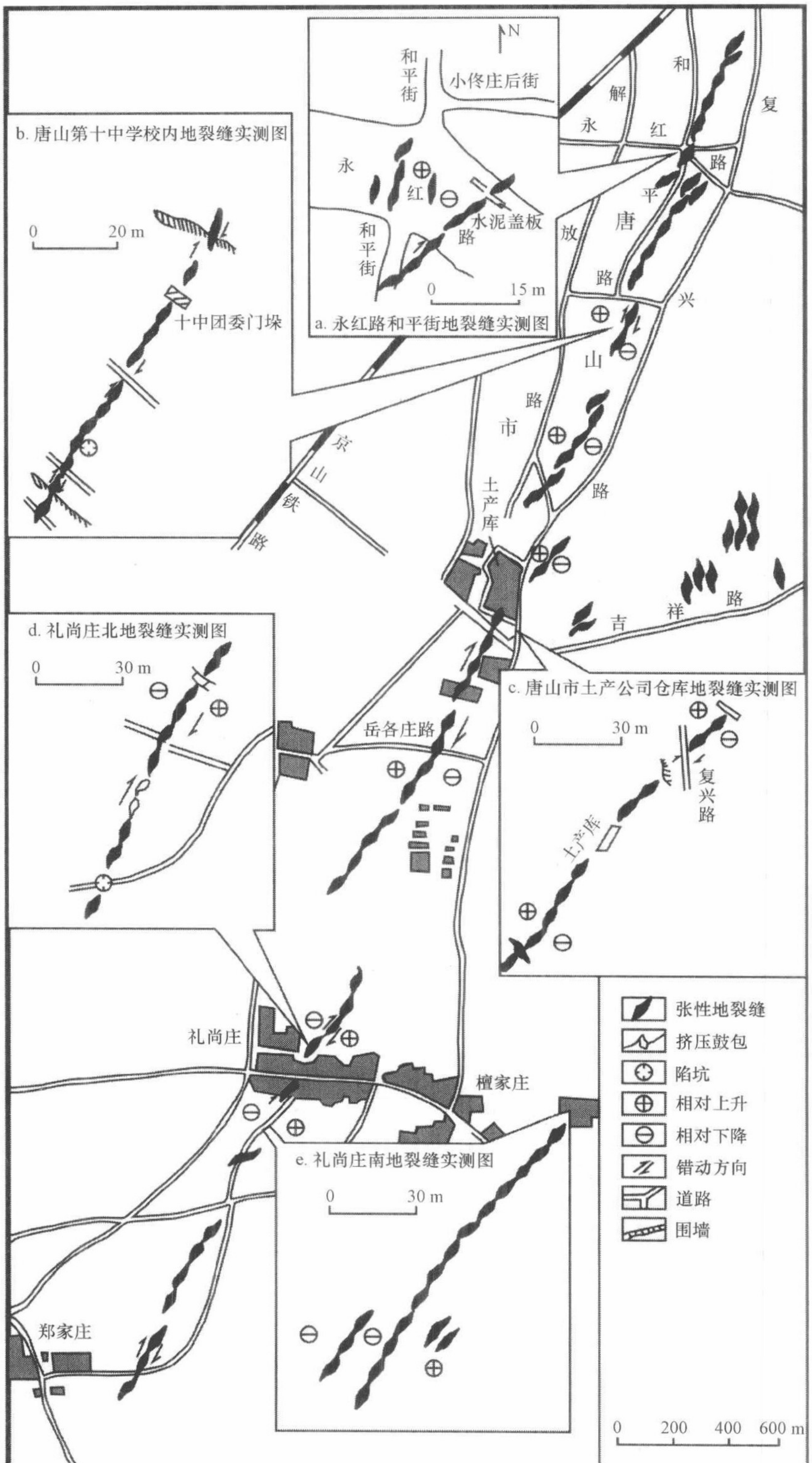


图 9-2　唐山地震地表破裂带（中国自然灾害地图集，1992）

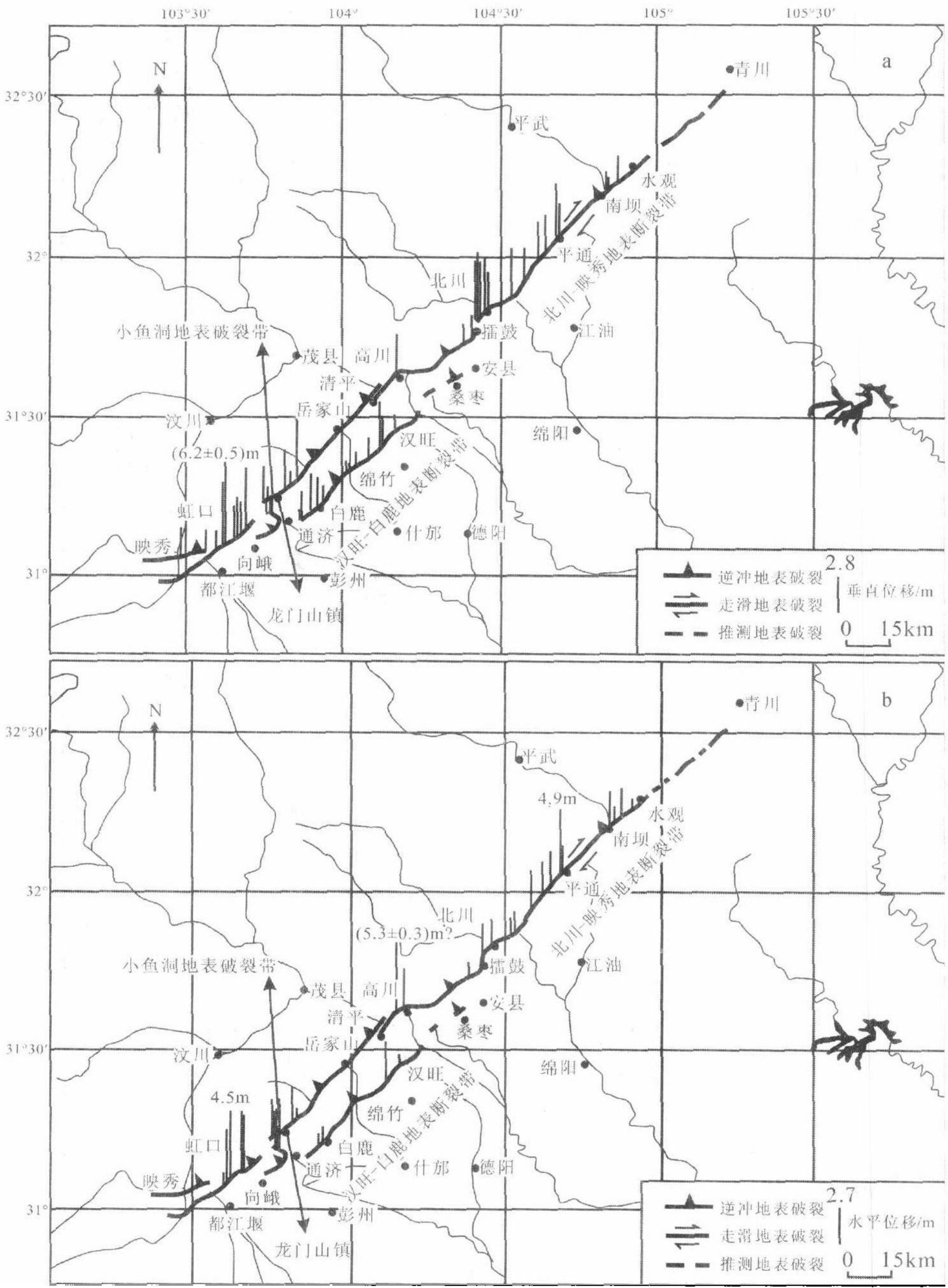


图 9-3 汶川地震(M=8)地表同震破裂带及其位移分布图(徐锡伟等,2008)

a. 同震垂直位移分布图；b. 同震右旋走滑位移分布图

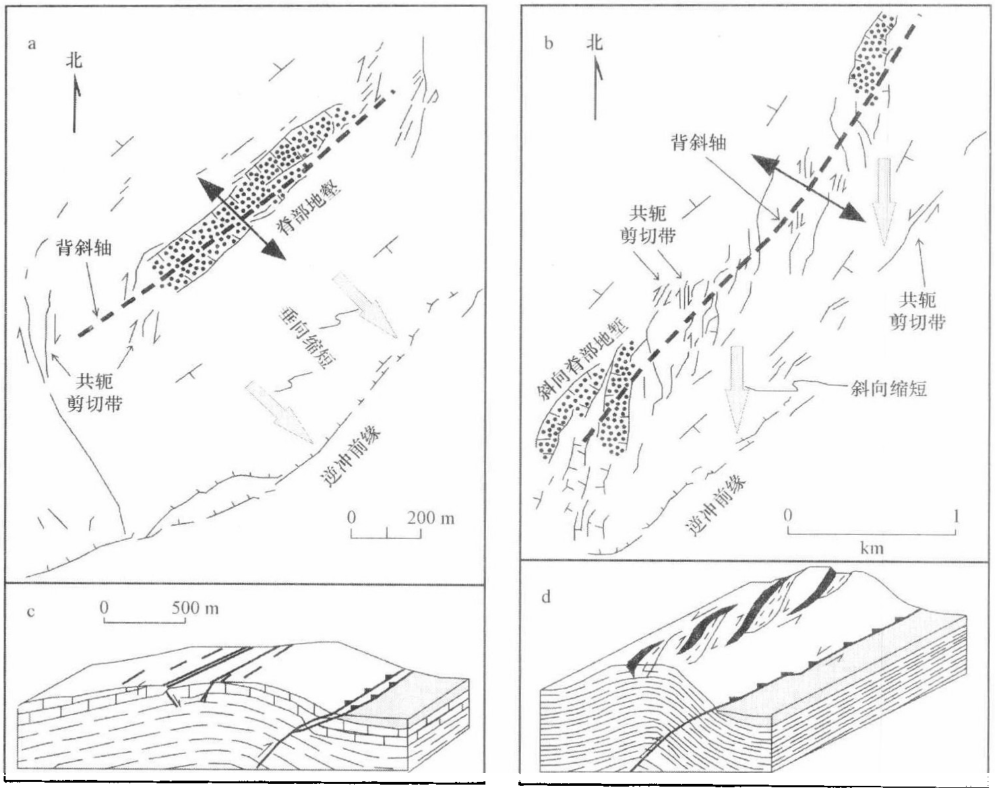


图 9-4　1980 年阿尔及利亚阿斯南地震(M=7.3)形成的褶皱和地表破裂(Philip and Meghraou, 1983)
a,b 为平面图;c,d 为剖面图

第三节　地震陡坎与崩积楔

地震断层的垂直错断和水平错断在地表形成的陡坎,称为地震陡坎。地震陡坎形成后在重力和流水作用下,陡坎斜坡不断受到崩塌剥蚀,崩塌剥蚀的碎屑物堆积在地震陡坎坡麓,从剖面上看成为楔形,称为地震崩积楔。

一、地震陡坎

地震陡坎的高度从几十厘米至几米不等,这与断层的规模、性质、活动次数和陡坎形成时间有关。按陡坎形成的断层性质,分为正断层陡坎、逆断层陡坎和平移断层陡坎。

正断层陡坎的初始高度等于断层活动垂直幅度,随时间推移,由于外力剥蚀作用,陡坎高度不断降低。正断层陡坎形成初期,陡坎的坡度角与断层倾角相当,由于陡坎坡面不断受到侵蚀,坡度也逐渐变小。如果断层再次活动,出露的陡坎坡度与早期形成的陡坎坡度之间有一转折,因而在同一陡坎面呈现上缓下陡的坡折状坡形。断层陡坎的坡度转折常作为断层多次活动错位的地貌标志。

逆断层在地表变形常为褶皱隆起形式,一部分隆起变形替代了断层位移变形,因而在活动断裂带中,新生逆断层在地表所表现的断层位移量小于深部的断层位移量。此

外，逆断层陡坎在形成过程中，常伴随崩塌，高度也降低。因而逆断层陡坎的高度比断层活动幅度要小。逆断层陡坎有四种类型：① 由地震断层面出露地表直接形成的逆断层陡坎（照片 9-4），这种陡坎多是较坚固的岩石组成，陡坎面很陡并向内倾斜（图 9-5a）；② 由于逆断层上盘处于悬空状态很易发生崩塌，形成崩塌逆断层陡坎（照片 9-5），这种陡坎多发育在松软地层中，陡坎坡向与逆断层倾向相反（图 9-5b）；③ 当逆断层错距较小，断层上盘推覆时，地表松软地层未破裂而呈连续的弧形弯曲变形，形成褶皱逆断层陡坎（图 9-5c，照片 9-6，照片 9-7）；④ 在主逆断层的同一盘，发育一条与主逆断层倾向相反的次级逆断层而成的陡坎，称后冲逆断层陡坎，它与主逆断层陡坎组成楔状上冲块体，块体上常发育一些与主逆断层平行次生张裂隙（图 9-5d）。

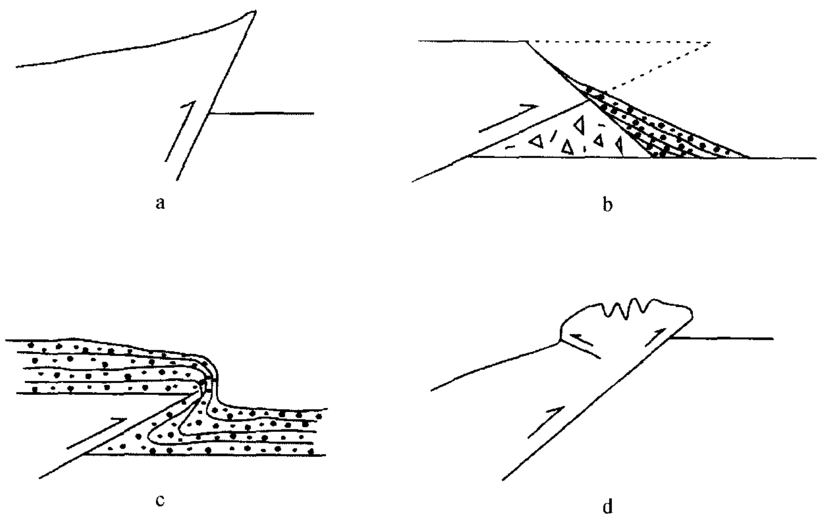
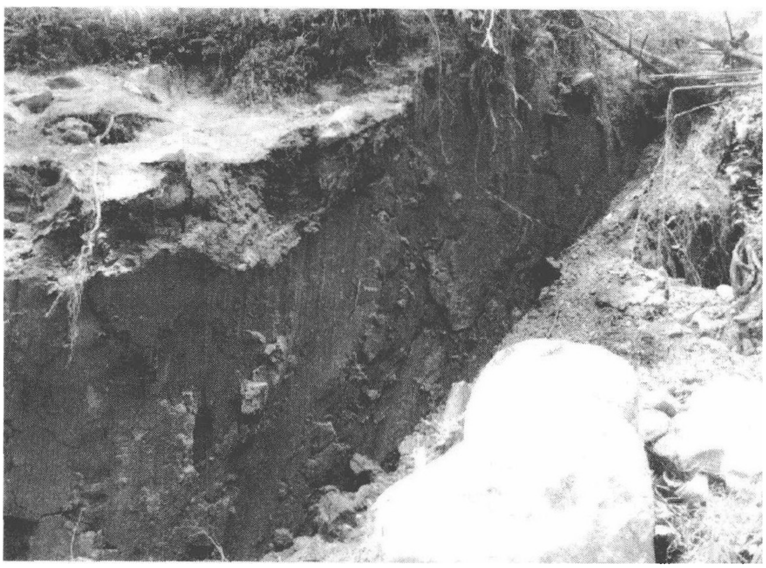


图 9-5 逆断层陡坎类型

a. 逆断层陡坎；b. 崩塌逆断层陡坎；c. 褶皱逆断层陡坎；d. 后冲逆断层陡坎



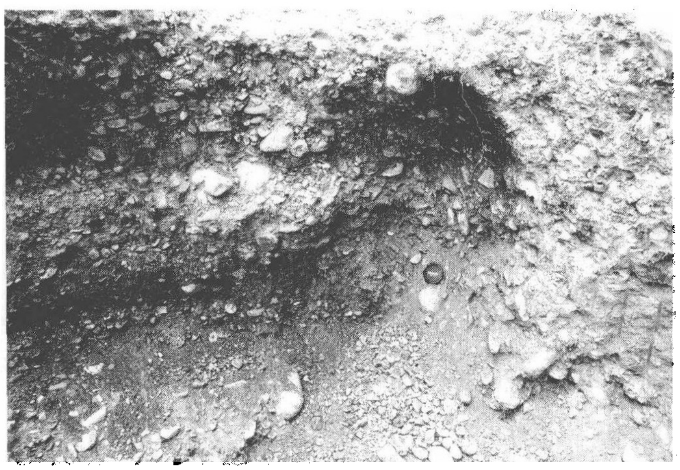
照片 9-4 2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震虹口镇八角庙形成的逆断层陡坎（张世民摄）



照片 9-5　2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震擂鼓镇坪上村西侧赵家沟形成的崩塌逆断层陡坎(张世民摄)



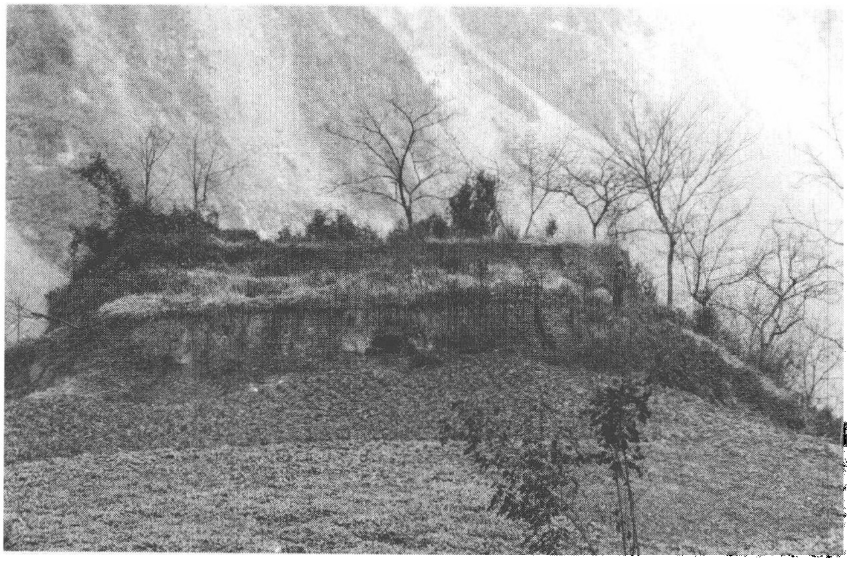
照片 9-6　2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震平通镇西侧河流阶地上发育的褶皱逆断层陡坎(张世民摄)



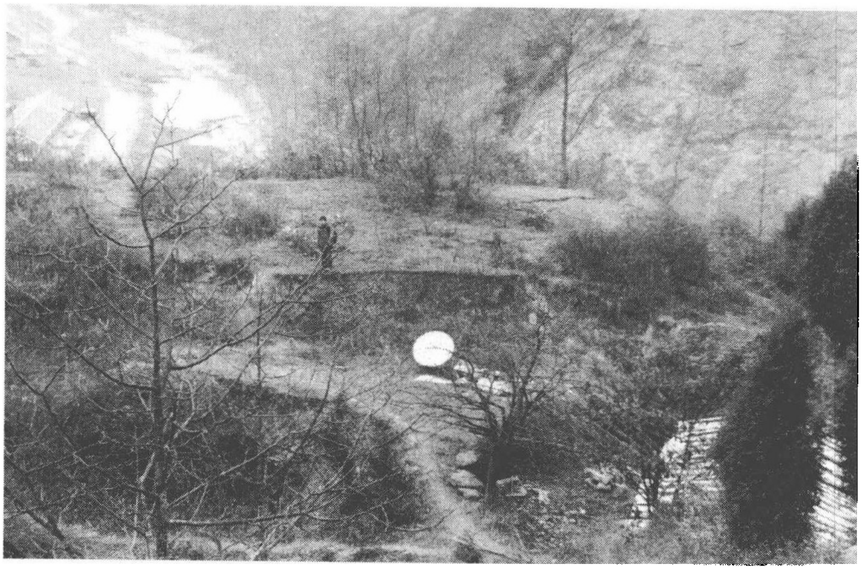
照片 9-7　新疆独山子背斜北翼逆断层在奎屯河全新世阶地上形成的褶皱逆断层陡坎

在一些地段逆断层活动在地表还形成一些正断层陡坎。映秀—北川断裂在北川县沙坝镇中坝村和平武县水观乡大沟村广子坪等地形成倾向北东，高度分别为 1.8 m 和 1.5 m 的正断层陡坎(照片 9-8；照片 9-9)。这两处正断层陡坎都出现在断层谷中的谷坡

上，倾向与逆断层倾向相同，谷地所在的上盘沿逆断层逆冲时，遇到前方陡峻谷坡和高大山体的阻挡，断层面发生弯曲，逆冲断块向上翘起并向谷地方向发生旋转，形成正断层陡坎。逆断层的这种局部变形方式，可造成局部垂直变形幅度明显增大，汶川地震时在北川县中坝村附近的垂直变形幅度有的甚至接近 10 m。

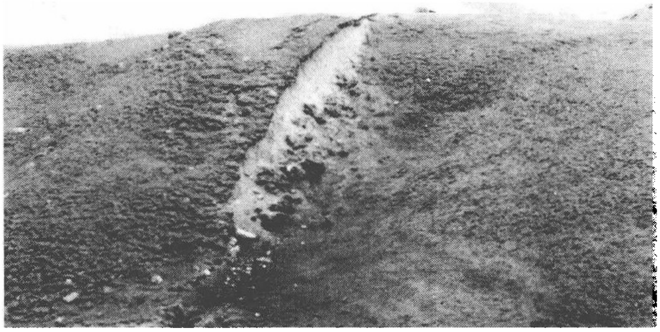


照片 9-8 2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震在北川县沙坝镇中坝村附近形成正断层陡坎



照片 9-9 2008 年 5 月 12 日汶川 8 级地震平武县水观乡大沟村广子坪形成正断层陡坎

平移断层的陡坎高度和地形的坡度及水平位移量有关，平移断层错断山脊时，当山脊两侧的坡度大，断层水平错距也较大，则位于山脊处的陡坎就愈高。这种陡坎面呈一镰刀形或眉形，又称眉脊(照片 9-10)。

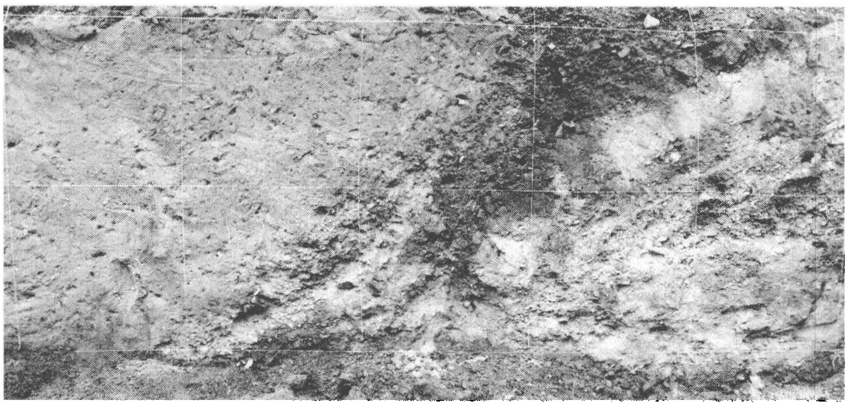


照片 9-10　四川炉霍县鲜水河断裂左旋滑动形成的断坎"眉脊"(闻学泽摄)

二、崩积楔

崩积楔是地震断层陡坎崩塌物在坡麓的堆积体。它的规模取决于断层的断距和陡坎的原始坡度。崩积楔具有埋藏的自由面,表面坡度小于构成其碎屑物的休止角。当堆积停止或堆积速度小于成土速度时,楔的表面往往发育一层土壤层,土壤发育的程度与断层活动间隔时间成正比。崩塌物质的岩性和断层面的岩石性质一致,从崩积楔的沉积结构上看,下部是重力作用堆积的粗碎屑物,向上逐渐过渡为片状流水作用形成的细粒坡积物。

正断层陡坎的崩塌堆积物的基底是下降块体的顶面,基坡则是断层陡坎坡面。单个崩积楔的剖面呈三角形,楔的内侧为断层面,楔尖指向崩积楔的外侧(照片 9-11)。当下降块体在下滑过程中伴随旋转运动,下降块体顶面向基坡方向微微倾斜,在坡麓堆积横向崩积楔(图 9-6a);如下降块体顶面向外倾斜,断层处形成三角形裂口,先在裂口内堆积竖向崩积楔(图 9-6b,照片 9-12);竖向裂口被崩塌物填满后,基坡仍不断崩塌,则形成竖向和横向共生的崩积楔(图 9-6c,照片 9-13)。



照片 9-11　山西中条山北麓断层活动形成的崩积楔(白色方格边长为 1 m)

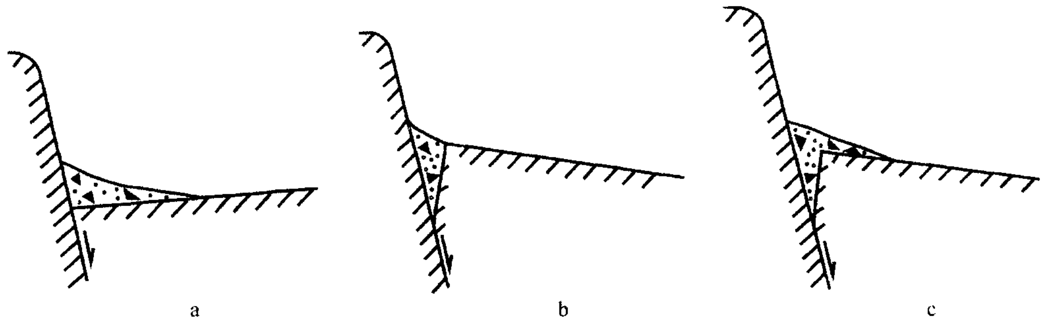
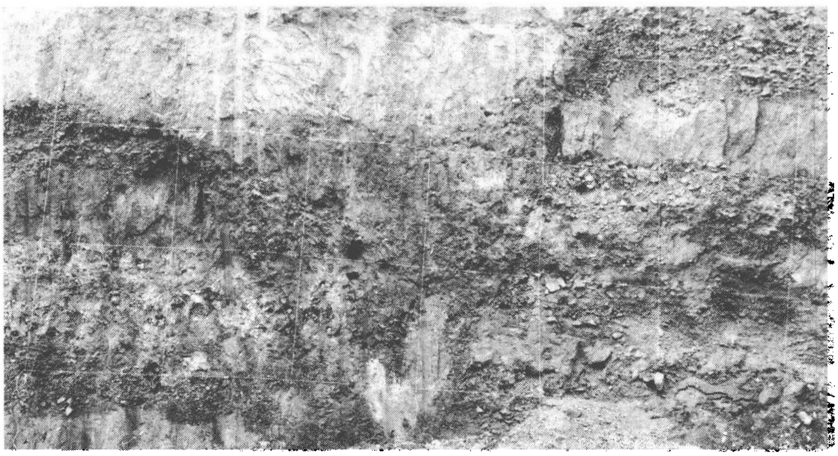


图 9-6 正断层崩积楔的类型



照片 9-12 山西中条山北麓断层活动形成的竖向崩积楔(白色方格边长为 1 m)

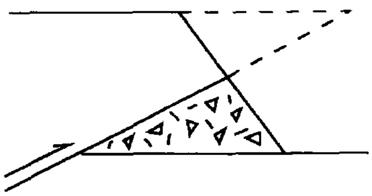


照片 9-13 山西中条山北麓断层活动形成的竖向和横向共生的崩积楔(白色方格边长为 1 m)

陡坎坡面达到平衡状态时,坡面变缓,崩塌作用减弱崩积楔停止发育。再一次断层活动,断层陡坎下段新增长的较陡坡面又开始崩塌,形成新一层崩积楔。因此,在陡坎坡

麓剖面中常见到多层崩积楔，断层陡坎坡面上将出现多次转折，经常将崩积楔与断层陡坎坡面形态进行对比，证明断层有多次活动。

逆断层崩积楔，是由于断层上盘上升，一部分块体处于悬空状态而不稳定，在重力作用下崩塌下来的石块和砂土填满断层陡坎下部的空间，形成的楔形堆积体(图 9-7a)。在楔形体上部堆积一层具有粗略层理、粒度较细的坡积物，它们覆盖在崩积物之上，一部分覆盖在基坡上。崩积楔的基坡自上而下分成两段，下段是逆断层面，倾向与楔体表面倾向相反，上段是断层上盘崩塌后形成的剥蚀坡面，倾向与楔体倾向一致(图 9-7b)。


a

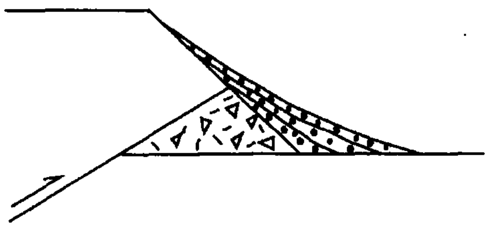

b

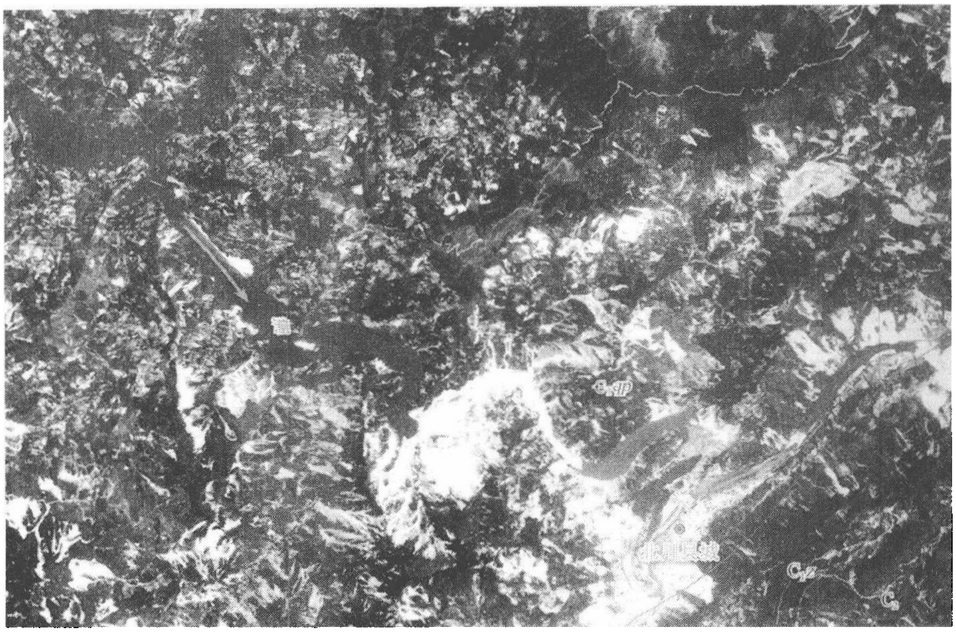
图 9-7 逆断层崩积楔

第四节 地震山崩、滑坡、泥石流和堰塞湖

由地震振动作用，一些坡度较陡、岩层破碎或有大量松散沉积物的山坡、岸坡和谷坡失去稳定而形成崩塌和滑落，称为地震山崩和滑坡。地震形成的大量松散崩滑物质如在降雨或余震等诱发下，便形成泥石流。崩滑和泥石流阻塞河道和沟谷，形成地震堰塞湖。

地震振动触发的山崩和滑坡等地貌过程，具有规模大，范围广，作用力强和突发性等特点。2008 年 5 月 12 日四川汶川地震(M＝8)形成多处大面积山崩和滑坡，其中汶川县境内的山崩和滑坡共有 220 处，北川县境内有 201 处，青川县境内 192 处(中国地质环境监测院，2009)。许多崩滑体从山顶开始直落而下，形成连片的崩塌滑坡。根据汶川草坡乡的山崩滑坡面积统计，崩滑面积占坡地总面积的 35％。滑坡的体积也相当大，北川县城附近的唐家山滑坡，其长度 803 m，最大宽度 611 m，顶部面积 $30\times10^4 m^2$。唐家山滑体堵塞湔江形成面积约 3.3 km^2 堰塞湖(照片 9-14)。1933 年 8 月 25 日四川叠溪地震时在数分钟内发生巨大的山崩和滑坡，约数千万立方米的土石向山下滑落和崩塌，形成 100 多米高的滑塌壁，滑塌体还将岷江堵塞，形成高出原河床 160 m 之多的堤坝，河道三处因堵塞而积水成湖。地震 20 天后，即 9 月 14 日最上游湖泊的湖水盈溢注入下游湖中，至 10 月 7 日，又将下游湖水注满，水溢堤而出，至 10 月 9 日下午 7 时左右堤坝崩溃，湖水倾出(常隆庆，1938)。堰塞湖形成后，有的很快消失，有的保留时间较长。1920 年海原地震在极震区形成数十个小型堰塞湖，50 年后仍留存 40 多个。因堰塞湖形成过程很快，往往在几天内或几十天内就可形成数十多米深的湖泊。如果堰塞湖留存时间较长，可沉积一层灰色的具有水平层理的粒度较细的深湖相沉积物，它直接覆盖在下伏河流相砂砾层之上呈不整合接触，因而缺失由下而上的湖滨相-浅水相-深水相逐渐过渡的正常湖泊沉积序列。

在一些较为平坦的洪积扇缘区，虽然地形坡度较小，但由于地下水丰富，土质松软，



照片 9-14 唐家山堰塞湖(中国地质环境监测院,2009)

在地震振动作用下也可形成一些规模较小而分散的滑坡。山西洪洞霍山山前圣王洪积扇南部扇缘地带,地形坡度只有 2°～3°,地面是黄土状土夹砂砾石,下层是具有水平层理粉砂黏土层。当洪积扇上的潜水从扇顶向扇缘流动时,扇缘部位的下层较细沉积层起了相对隔水作用,潜水位高,地下水溢出地面,所以土层水分丰富。1303 年山西洪洞地震(M=8)时,广胜寺山前的洪积扇扇缘发生大面积砂层液化,使土层滑动形成许多小型地震滑移体(刘光勋等,1982,李有利等,1993)。

在山麓地带,地震形成的滑坡和崩塌,在相同的地质地貌条件下,震中区最为密集,沿震中向断层两侧或两端逐渐衰减。1038 年山西忻定地震(M=7.3)在系舟山山前黄土台地上的沟谷内,发生许多滑坡和崩塌,根据滑塌体在单位面积内分布个数绘制的等值线图分析,等值线的长轴沿地震断层呈北东向分布,高等值线范围与震中区一致(图 9-8)。

地震泥石流与地震山崩滑坡有直接关系,地震形成的大量崩滑碎石为泥石流提供了固体物质,降雨为泥石流提供水源,如强降雨或在余震诱发下便可发生泥石流,因而在一些山区,大地震后常发生泥石流,在山口形成泥石流扇(照片 9-15)。1974 年 7 月 8 日在云南昭通地震区的老寨堡附近,2.6 级的一次小余震触发了大规模山崩,巨大的石块从山坡上倾泻而下,击毁了山下原有的老崩塌体,新老崩塌体一起往山下崩塌,形成长约 1.5 km、宽 150～200 m 的崩塌体,由于当时下着小雨,崩塌体便发生流动,形成泥石流(朱海之等,1978)。2008 年 9 月 22—24 日,在汶川地震区的一次强降雨,降水量达 195 mm,导致北川县魏家沟发生一次大规模泥石流,北川县老城 2/3 被泥石流掩埋,沟口的泥石流堆积体长 300 m,宽 400 m,厚 3～5 m,体积约为 $48\times10^4 m^3$(中国地质环境监测院,2009)一些房屋和地面被石流掩埋(照片 9-16)。

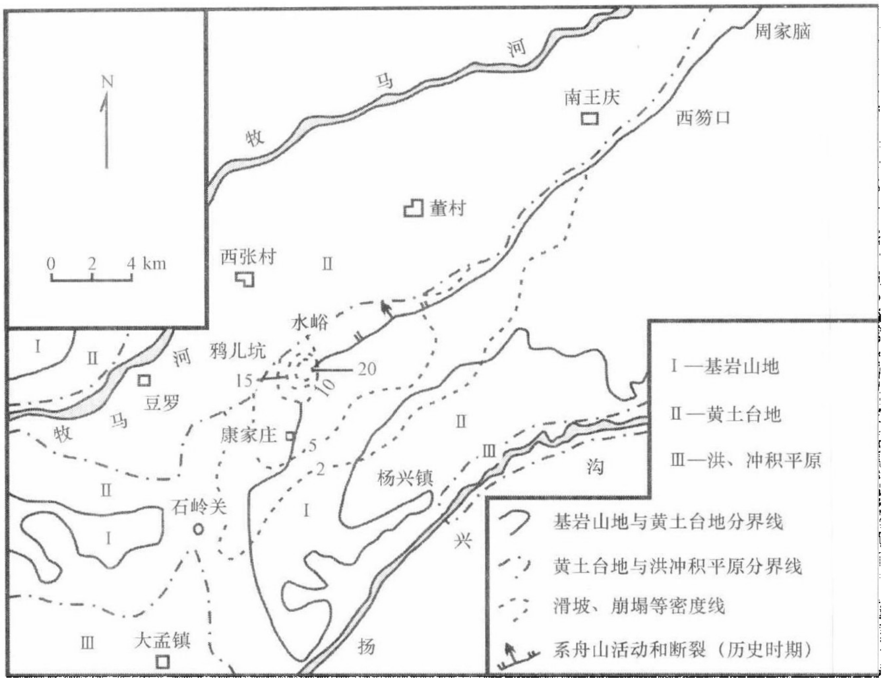
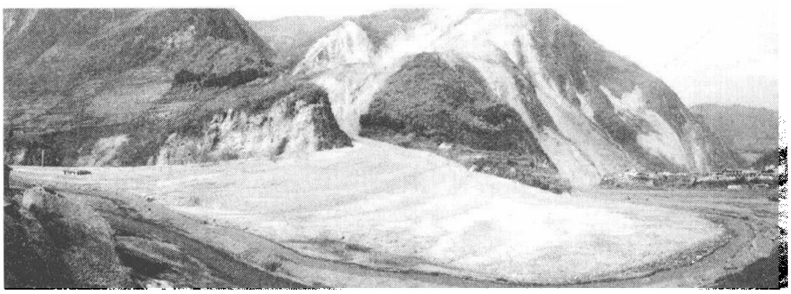


图 9-8　1038 年山西忻定地震崩塌、滑坡分布密度等值线（单位：个数/km²）（张世民等，1989）



照片 9-15　汶川地震后形成的泥石流扇



照片 9-16　北川老城三道拐泥石流（吴和政，2008）

第五节 砂土液化及其形成的地貌

在强烈地震时，地下一定深度的饱水砂层因振动使砂粒趋于密实，砂粒间水分受到挤压，水压力增大，砂土层呈现液态现象，称为砂土液化。液化的砂土受挤压，如沿上覆层的薄弱部位喷出到地表便形成喷水冒砂，堆积成沙堆。液化层喷出后，地下空虚，地面常发生沉陷而形成陷坑。

砂土液化多分布在河流中下游平原地区或滨海地带。1966 年 3 月 8 日和 22 日邢台地震（M＝6.8，M＝6.9），震中区的 10～20 km 范围内沿滏阳河两岸形成密集的喷水冒砂。1975 年 2 月 4 日海城地震（M＝7.4），辽河中下游两岸东西约 50 km、南北 60 km 范围内出现大面积喷水冒砂，形成许多砂堆和陷坑。1976 年 7 月 28 日唐山地震（M＝7.8），在滦河三角洲和滨海平原形成大面积喷水冒砂，北京通县北运河和潮白河沿岸平原的西集郎府、马头和觅子店一带形成面积约 50～60 km^2 的喷水冒砂区。上述这些喷水冒砂区多分布在烈度Ⅷ度以上区域（图 9-9）。根据北京通县的西集、王庄五个钻孔剖面砂样和地表喷砂进行矿物和粒度对比研究，喷砂层的深度多在地表以下 9.2～12.3 m（王克鲁等，1981）。

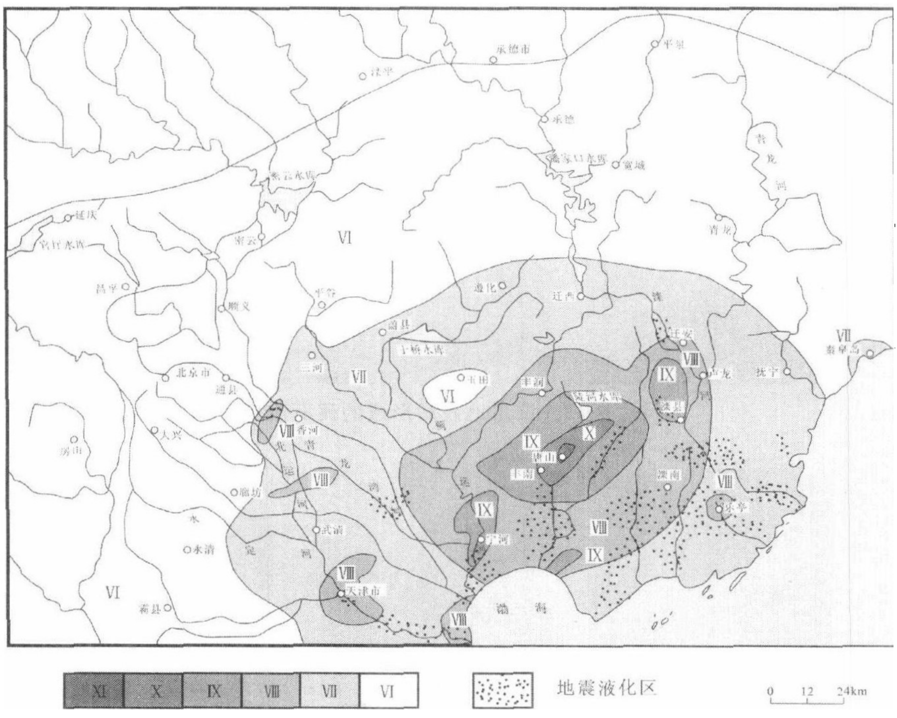


图 9-9 唐山地震喷水冒砂分布图（朱海之，1992）

液化的砂土多是灰色细粉砂。在一次地震中，同一地貌部位的同一深度的饱水砂层，灰色砂易液化而黄色砂不易液化，这是由于灰色砂层中的有机质含量较多，抗剪切强度较弱之故。根据中国地震局地质所对通县西集郎府一带的灰色砂和黄色砂的成分和抗剪强度分析实验，灰色砂中的有机质含量为 0.56%，抗剪强度是 41.8 g/cm^2，而黄色砂

中有机质含量为 0.21%，抗剪强度是 54.2 g/cm²。从灰砂和黄砂在相同条件下的振动液化实验看，振动启动后，灰砂在 0.5～1.0 分钟开始液化，而黄砂则在 2.0 分钟才开始液化。相同的饱水砂层，由于埋深不同，液化程度也不相同。这是因为埋藏深度大的砂层，垂直有效压力大，需振动次数较多才开始液化，故液化所需时间比埋深较浅的砂层所需时间更长一些。

液化的砂层从下往上可分为三层。最下为液化母质层，砂层液化压力增大便往上部覆盖层挤压穿插，形成砂管或砂脉，称为喷砂管道层。当液化砂层沿砂管喷到地表后便形成砂堆，即喷出层(图 9-10)。

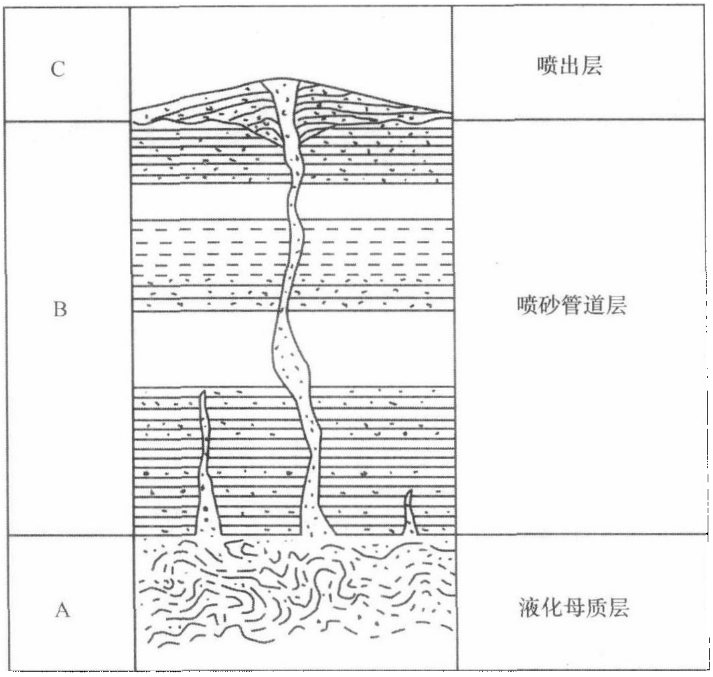
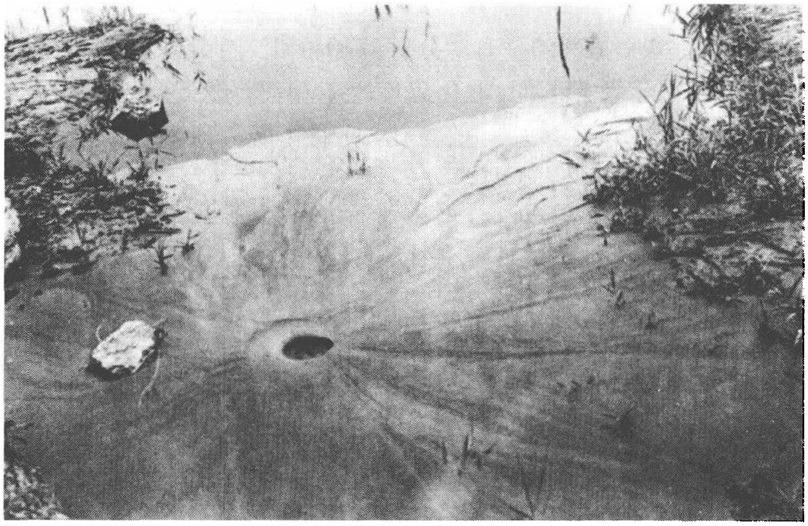


图 9-10　砂土液化垂直分层

液化母质层多是河漫滩相或牛轭湖相的含水较多的细粉砂沉积，因振动挤压而发生扰动变形，形成大小不一、形态各异的褶曲，其轴面的走向与倾向没有一定规律，或者由细砂和黏土混搅在一起形成的包裹体。喷砂管道层的砂管(脉)多呈竖直状，下部与液化层相连，往上直达地表，有时由于压力较小，液化的砂层未能喷出地面而在覆盖层中尖灭。喷出层喷到地面后形成扁圆锥形砂锥，它的高度从几十厘米到几米不等，直径约 1 m 到数米，砂堆的顶部有圆形的喷水冒砂孔，直径大多为数十厘米，唐山地震时喷水冒砂孔的直径达到 1 m 以上(照片 9-17)。地震后从喷水冒砂孔中连续喷水可达数日之久。

喷水冒砂的砂层喷到地面后，下部地层空虚，地面沉陷而成陷坑。陷坑一般呈圆形或椭圆形，直径近十米左右，深度为数米。唐山地震时，形成一些规模很大的陷坑，左冶公路上的一个圆形陷坑直径达 8 m。



照片 9-17 唐山地震的喷水冒砂孔（中国地震局地质研究所，1983）

第六节 地震地面升降变化

地震地面升降是地震区常见的一种地貌现象，主要是由地震构造作用所致。另外，地震时由于砂土液化亦可使地面发生大面积下沉。地震地面升降变化的面积可达数百平方千米以上，在很短时间内可改变原有地貌景观。1755 年 11 月 1 日葡萄牙大地震，里斯本沿岸陆地瞬间沉入水下，并在原地形成海湾。美国密苏里州新马德里地震（1811—1812），在密西西比河及其支流沿岸洼地和树木丛生的许多地方，地震时沉陷而成沼泽或湖泊。

在同一次地震，有些地方上升，有些地方下降。智利 1960 年大地震（M＝8.5），在靠河的港口城市瓦尔迪维亚离海只有几千米，地震时河道及两岸下沉，海水淹没大片陆地，奇洛埃岛上的大片土地也被海水淹没，但在阿劳卡半岛西部却上升了 1.2 m，露出新海滩，蒙特港地面上升达 2.1 m 以上，码头地基都出露水面（J. H. Hodgson，1964）。

一些大地震的地面升降区和地震前的地面升降区呈反方向变化。日本 1946 年 12 月 21 日南海道大地震（M＝8.4）前后地面升降变化比较，震前升降区的分布与震后升降区的分布相反。地震前在室户和串本为沉降区，其余大部分地区都为上升区，地震时在四国除室户岬为上升外，其余地方几乎都是沉降（图 9-11）。

在松散沉积层地区，地震时构造下沉地面因砂土液化而加大地面下沉幅度。1605 年 7 月 13 日，我国海南岛北部发生一次强烈地震，这次地震是由北北西和北东东向两组活动断裂共同作用的结果，沿断裂边界呈断块下陷，使海南岛北部琼山东寨港一带发生大面积下沉，下沉总幅度有十多米，大约有百余平方千米的陆地被海水淹没。地震时构造下沉是主要原因，但东寨港位于海滨地带，有厚层第四纪松散沉积物，砂土液化使地面下沉加大，估计有 1～3 m（彭永志，1983）。

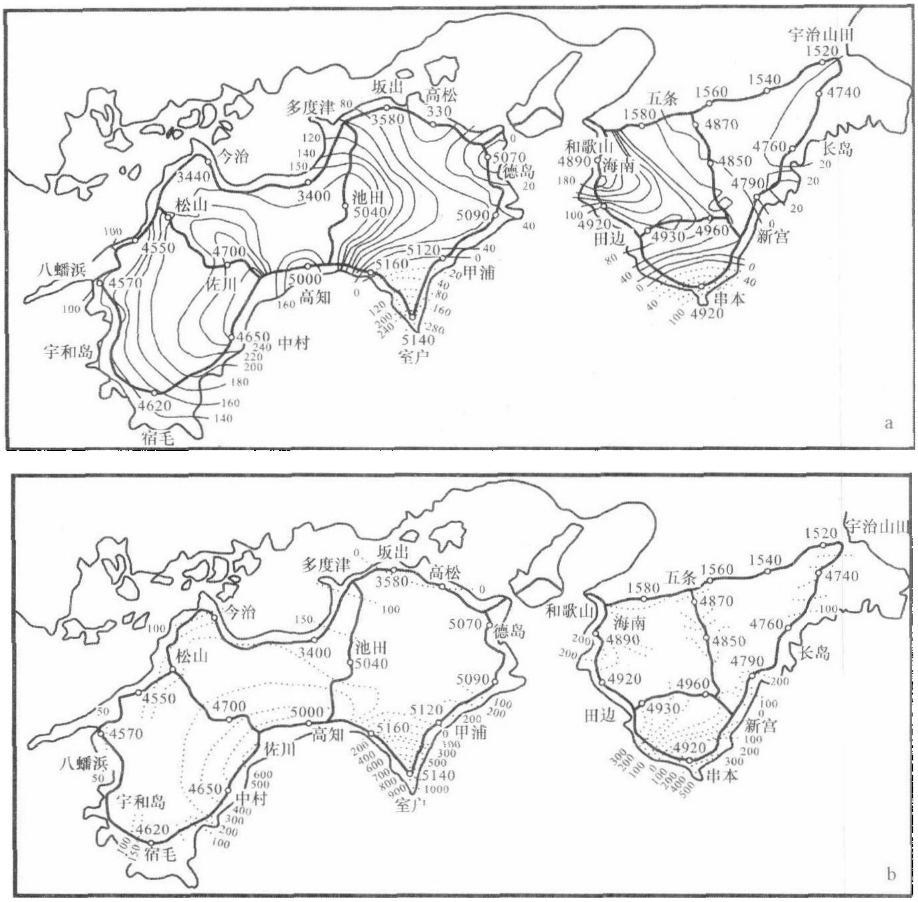


图 9-11　1946 年日本南海道大地震前后地面升降变化(据宫部)

a. 地震前的地形升降；b. 地震时的地面急剧升降

实线为隆起区，虚线为沉降区(mm)

第七节　地 震 陷 坑

地震陷坑是由于地震作用使地表陷落而成。地震陷坑可分为两种类型：一种是地下溶洞或坑道，由于地震振动，洞(坑)顶塌落使地表土层失去支撑而形成塌陷陷坑；另一种陷坑是由于地震时地下砂层液化产生喷水冒砂，大量砂粒喷出地表使砂层物质迁移和缺失，地表土层的压实作用形成的沉陷陷坑。

1975 年海城地震(M=7.3)时，上述两种陷坑都有发生。在小孤山一带，有两片陷坑区，形成数十个塌陷陷坑(图 9-12)。这里是低山丘陵区，基岩为太古界辽河群大理岩，岩体解理发育，在 N20E 和 N20W 的两组节理的交汇处形成一些溶洞，地震时溶洞顶板坍塌，使地面土层陷落形成陷坑。陷坑的直径 3～8 m 不等，坑的深度 5～10 m。

地震时在下辽河平原区形成大量喷水冒砂，地基失效而沉陷形成沉陷陷坑。沉陷陷坑形成初期，地面成碟形浅凹地，然后逐渐扩大和加深，坑的周围出现弧形裂隙，并向沉陷中心下降错移。陷坑的最大直径可达 7.5 m，深 2.1 m(表 9-2)。

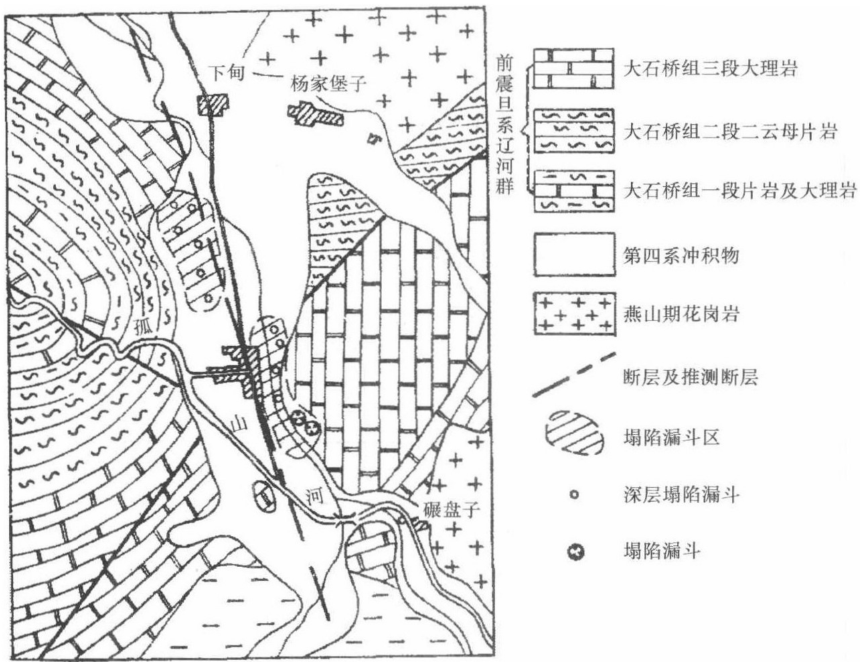


图 9-12 1975 年海城地震小孤山一带的塌陷陷坑分布图

表 9-2 1975 年海城地震陷坑的类型和特征(中国科学院地质研究所震害地质组,1976)

	溶洞塌陷陷坑	砂层液化沉陷陷坑
分布	多溶蚀裂隙和溶洞的可溶性岩石地区	第四纪厚层松散沉积的平原地区,以饱水的亚砂土、细砂为主
形态	近似圆形或椭圆形,直径 3～8 m	圆形、椭圆形,最大直径 7.5 m
成因	强烈震动使溶洞或裂隙顶板塌落而成	经喷水冒砂后,下部砂层运移到地表,使下部掏空,重力下塌而成
发展	震后随地面开融,余震、降雨等因素使陷坑扩大,加深,数量增多	从地面沉陷开始,随季节变化,冻融解冻,陷坑逐渐扩大
震害	农田下陷,房屋和一些建筑物不均匀下降而破坏	农田和各种建筑因地基失效而破坏

第十章 古地震及其研究方法

第一节 古地震研究内容

古地震是指没有文字记载的史前地震和没有被仪器记录的历史地震。20世纪50年代以来，活动构造主要进展之一是古地震研究，逐渐形成了一个新的研究领域——古地震学。古地震学是根据对过去地震遗留下来的地质地貌现象来研究地震的科学(Wallace,1977)，其主要研究内容：① 认识古地震遗留的痕迹即古地震识别标志；② 确定古地震断层活动的幅度、时间和断层滑动速率；③ 断层活动规律及其和地震的关系等(Wallace,1977；丁国瑜，1982)。

研究古地震的目的是为了预测未来地震。如果想确定一条断层是否具有预测地震的可能性，必须知道地震断层破裂历史和过去沿着断层错距的变化情况。在构造活动强烈地区，为了定量研究，需要了解构造事件发生的时间和构造活动特征，构造运动和地表过程之间相互作用形成的地貌变形以及断层和褶皱事件的强度和三维形态。

古地震的研究方法非常广泛，包括断层错断地貌、跨断层的人工或天然剖面上断层影响的地层，生长在断层沿线的树木年轮变异和考古学资料以及被错断标志的精确测年数据等。

古地震形成的地貌地质现象是识别古地震的标志，这些标志有些在地表有明显表现，有些形成时间久远，破坏严重，表现不清，有些则埋藏于地下。为了认识古地震的存在，区域地震活动的时空规律，多次地震在地貌中的积累变形及地震作用对地表过程的影响，通过错断的地貌特征分析和不同年代地貌体的错断差异研究，可以取得较好结果。此外，还可利用地质图标明断层分布规律，不同时期航卫片的判读和比较，发现新的断层的存在及其错距，探槽或露头上地层的接触关系研究，揭露这些断层在过去某些时间段的活动情况。因而采用地貌学、新构造学和沉积学证据可以重建断层错动序列，包括断层多次错动的时代，断层活动复发间隔时间和长期错动速率，以及确定沿断层每次地震错距的变化等。

第二节 古地震识别标志

一、地质学标志

地质学标志包括自然剖面和探槽剖面上地震断层的构造特征和地层错断与变形特征等，如断层面、断层擦痕、断层泥、埋藏的小陡坎、构造牵引现象、混杂堆积物、构造裂缝和节理、岩块和砾石排列、土壤充填作用、构造扰动带等。另外，断层两侧错断的地层的对比、沉积相的差异、古土壤发育情况等也可反映地震断层活动情况。

由于地震断层剖面在地表不易保存，需要在断层带上垂直断层走向布置探槽。对探槽壁剖面上的地层与构造进行详细的测量和制图，寻找最新地层被地震错断情况，采集可以测年的地层样品，并根据这些资料分析断层错断状况。

地震崩积楔是一次地震事件的产物，故可作为识别古地震的地质标志之一。如剖面中发育多个地震崩积楔，表示断层多次活动，崩积楔数目是确定断层作用事件次数的依据。

倾滑断层发生多次活动，则所获得的断距因随着地层年龄的增加而加大，即时代较早的地层错距越大，这种增加不是连续的。走滑断层错动的地层在断层两盘的相对高度变化不大，主要是水平位置变化，通常在地层中保留较好，可以确定不同时代地层的错距；而在倾滑断层的上升盘地层常遭受侵蚀，使得断距产生一定误差。此外，古地震断层常形成在松散沉积层中，一些倾滑断层的地质特征与滑坡的滑动十分相似，应加以区别。

二、地貌学标志

地震地貌沿着整个断层连续分布，易于观测，可以提供断层活动的空间分布特征和断层活动事件状况。

许多地震地貌都可作为识别古地震的标志。地震断层错断的地貌体造成地貌变异可作为识别古地震的直接标志。在河流环境中，断层可以错断河床、阶地、谷坡、冲积扇、分水山脊等；在海岸环境中，断层可以错断沿岸堤、珊瑚礁平台、三角洲平原与海蚀平台等。

与地震相关的山崩和滑坡可作为古地震的间接标志。山崩和滑坡的分布指示地震断层的空间展布和地震的地面破坏状况。由于山崩和滑坡常是非地震作用形成的，因此需要将地震山崩和滑坡与非地震形成的山崩和滑坡加以区别。一般来说，具有以下特征的山崩和滑坡可以作为古地震标志。

（1）在花岗岩和块状石灰岩等坚实岩体中，无破裂和无软弱层，又无河流侧蚀现象或人工开挖坡麓而形成的大规模崩塌。

（2）崩塌体规模大，崩塌面很明显，崩塌体可从山顶开始往下滑塌，深度可达数百米，而崩塌体运移很远，甚至越过河流，堆积到对岸高坡上。

（3）在平缓的斜坡上（通常小于 30°），发生大量崩塌，或在无充水、滑坡体前缘无切坡，在临界角以下的稳定斜坡上发生大量滑坡。

(4) 同一时期发育的崩塌体沿断层延伸方向的地带分布，其密集程度和规模以某一处为中心而向外递减。

(5) 地震产生的大规模山崩或滑坡，沿山体连续分布，堵塞河流形成堰塞湖，对自然景观造成突然改变，并往往形成规模较大的重力崩塌面。

三、沉积学标志

发生地震时，地表松散的含水较多的沉积物，或处于水下而饱水的松散沉积物，受到地震波冲击，都会产生永久变形，其主要有三种类型(杨景春等，1982)：

(1) 揉皱变形。这种变形在一些河湖相沉积中保存较好。地震时，当时处于水下的松散沉积物的最上部，形成强烈的小型褶曲。它们紧闭而十分混乱，无明显方向，单个褶皱的宽度从几厘米至几十厘米不等。

(2) 搅混变形。地震时，一些不同粒级、不同层位、不同性质的沉积物发生挤压搅混，不规则地混杂在一起，其中可见到黏土物质包着砂团，或砂填充于黏土状物质后再分离留下空隙，或较老的沉积物中包裹有较新沉积物的团块。

(3) 褶皱和插入变形。地震时，地下的饱水砂土在重力作用下，土体结构破坏，空隙水压力增强，便开始液化。近地表的饱水粉细砂层沿地表薄弱处，冲破上覆的黏土层到达地表。剖面中形成一些褶皱的砂土层和柱状的砂脉，而在地面则形成许多大小不同的砂锥体。如果地面被后期沉积物覆盖，砂锥体即在剖面中呈透镜体砂出现。

上述三种变形常作为鉴别古地震的沉积学标志，但是它们和一些外力作用形成的沉积物变形现象很相似。因此，在研究古地震时，与下述几种非地震变形应加以区别。

(1) 与冻融作用变形的区别。冻融作用的扰动变形是在多年冻结的永冻层以上的活动层内形成的。冬季，活动层从地表开始冻结，当冻结面逐渐向下冻结时，迫使下部尚未冻结的含水的松散层发生塑性变形。如何区分地震变形和冻融作用变形的差别，有以下几方面可作参考。

① 冻融扰动的褶曲形式多样，从微曲状到强烈扰动，褶曲得愈强烈表示经历冻融的过程愈长，由于作用力来自上下两个方向，使中部尚未冻结的松软层产生向两侧的挤压，故形成的各种褶曲两翼相对比较对称；而由地震振动形成的褶曲，往往不具对称性，大小混杂，褶曲往往强烈而紧闭。

② 冻融扰动多产生在具有层理的河湖相松散砂砾层中，下层永冻层未受扰动，而受冻融扰动的是含水的活动层，以砂层、砂砾层居多，常见到砾石层被扰动。地震产生的微褶曲，只能在淤泥-粉砂质层中形成，砾石层不可能扰动。

③ 多年冻土的永冻层上界线与活动层之间的界面，是由地层温度控制的，其界面较为平整，未受扰动；活动层也是受地下温度控制，在均质的情况下，其上层冻结面也较平整。地震产生的揉皱层，向下逐渐过渡，向上穿插到上覆地层中。

④ 冻融扰动是多年寒冷气候的产物，同一时期在有条件的地方分布面积很广。由古地震产生的褶曲，尤其是较强烈的褶曲则很局限，一般在高烈度的平原区发育，随着烈度的衰减，褶曲变形也随之减弱。

(2) 与冰川运动产生的变形区别。冰川运动造成沉积物变形有方向性，由挤压推移

所形成的冰川褶皱构造，其轴面明显地向一个方向倾斜，并伴随一系列小型的逆冲断层。这种现象在古地震产生的揉皱变形中是没有的。另外，冰川作用使冰碛物变形多为砂砾层，地震作用形成的沉积物变形，多在细砂黏土层中。

(3) 水下斜坡由于松散沉积物可塑性较大，由地震波的冲击作用，可以促使湖底斜坡产生滑动，从而在沉积物中产生一些卷曲的筒状构造。在非地震情况下，水下斜坡在重力作用下也常产生滑动，只从滑动构造本身来看，很难分辨出究竟是属纯重力滑动，还是地震振动作用。因此水下滑动是否地震成因，应寻找其他变形标志，来作为判别古地震的必要补充。

第三节　古地震断层活动的幅度、年代、次数、时间间隔和速率

确定古地震断层活动的幅度、年代、次数、时间间隔和速率，最重要的是要准确地认识地质地貌特征与断层作用之间的关系和断层的年代测定。对于主断层来说，研究断开不同时代的地貌和地层以及未断开年龄较新的沉积地层或地貌，判断断层作用事件形成的时间范围和幅度。如果在一个较长时期内，断层发生了多次垂直活动，那么，位于下部较老地层的位移量比上部地层位移量要大，年龄较老的地貌体比较新地貌体的错幅也大。如断层发生明显的水平位移事件，剖面中断层两盘的地层在岩相和厚度方面有差异，或者断层一盘缺失某一地层，但同一地貌体高差变化不大。

一、古地震断层错动的幅度和年代

根据野外调查绘制详细地貌图分析断层错断地貌，量计断层错断的同一地貌体的垂直和水平距离，研究不同阶段地震断层错动幅度。为了获得可靠的错距数据，必须对错断后的地貌演变进行仔细研究，选择发生错断后受外力破坏改变较小的地貌。断层垂直错动形成的陡坎，其原始高度可以代表断层垂直活动幅度，但由于后期的侵蚀，陡坎高度降低，就不是真实错动幅度。在这种情况下，可根据其他错动的地貌面进行校正。如河谷被走滑断层水平错断，错移后的下游河床一侧的谷坡可能受到河流的较强侵蚀而后退，而另一岸的谷坡则保存较好，因而河床两侧谷坡所表现的错距不等，选择未受侵蚀的一侧的谷坡错移量来确定断层水平活动幅度更为准确。当断层的一次快速活动的水平错幅超过沟谷宽度时，可使沟谷错断而不连续便形成断头河，因而每一条断头河的形成反映一次断层快速活动，断头河与原先沟谷的距离则表示断层的错距。

沿地震断层曾多次发生破裂错断，被错断的地貌形成于不同时期，早期形成的地貌经历多次地震，每次地震断层错距累积起来，错距较大，年轻的地貌经历的地震次数较少，错距较小，因而在一条断层上不同时代的地貌的错距表现不同。

古地震断层活动时间是通过测定错断的地层和地貌年龄而取得。如已知断层错断的地层年代和覆盖在错断地层之上的未被错断的地层的年代，推算断层形成的年代，亦可从已知错断地貌的年代推算断层年代。但是，往往不易采集到可以测年的样品，为了补充地貌年龄研究的不足，可以用考古学方法来确定构造事件的年龄。考古学所提供的考古遗迹构造变形，文化线索可用于分析构造活动的时间。根据完整陶器序列所鉴定的

年龄,可达到很高的精度。例如建于 8 世纪早期的 Jericho 附近的 Hisham 宫殿,在过去的 2000 年中,可以鉴别出两次断层活动。较早断层活动事件位于含有由早铁器时代(公元前 12 世纪)到早罗马时期(公元 1 世纪)的陶片的层位,晚期的断层活动事件影响到含有东罗马帝国(拜占庭人)到早阿拉伯时代的陶片地层,属公元 7—8 世纪。历史记录表明, Hisham 宫殿毁于公元 748 年的地震,宫殿的形态沿着一条大约 N35E 走向的断层发生了左旋扭曲,地震与断层活动有关(Reches and Hoexter,1981)。

在宁夏贺兰山东麓的红果子沟,修筑于明朝洪武至弘治年间(公元 1368—1488 年)的长城被断层垂直错断 0.95 m,右旋水平错断 1.45 m。500 多年来,本区只发生过一次大地震,即 1739 年平罗大地震,长城的错断和这次大地震有关。

除上述一些方法外,也有用地貌发育过程反演构造活动时间。例如以断层崖的坡面后退过程来推算断层活动时间。从理论上说断层崖的坡度减小和时间增长相关,通常假定断层崖坡度减小速率为一常量,根据现今断层崖坡度和后退速率可以推算断层形成时间。但在实际应用时需要注意以下一些问题。首先要准确估计断层崖的初始形态。由于断层接近地表处常发生分叉形成较小的陡崖组成的复合体,而不是单一的陡崖;重复的断层作用,后期形成的断层崖常叠加于老断层崖上。这些因素都对确定断层崖的初始形态增加难度。另一个重要问题是对断层崖后退速率的确定。断层崖的后退速率除受断层崖的物质组成影响外,还受气候因素影响,不同时期和不同地区的气候差异影响断层崖的后退速率,不能将观测到的现代断层崖后退速率值推演到更远时期,也不能将某一地区确定的断层崖后退速率应用到另一不同自然条件的地区。

二、古地震断层活动的次数和间隔时间

古地震断层大多是继承性断层,表现为多期活动特征,因而在研究活动断层时要分析断层活动的次数和间隔时间。

断层多次活动不仅可错断不同时期的地貌体,而且在断层上升盘,河流下切可形成多级裂点和阶地,在断层下降盘,断层陡坎的崩塌作用形成多期崩积楔。断层多期活动使不同时期地貌发生垂直或水平位错,古地貌体错幅大,新地貌体错幅小。从不同时期的地貌错断年代,可以看出断层活动的间隔时间。

前面提到的宁夏明长城被 1739 年大地震错断的情况。这次大地震使贺兰山山前冲积扇上的断层陡坎再次发生错动,上升盘的许多冲沟中都发育多级裂点和阶地,按裂点至断层陡坎距离不等共分 8 级,可能与 8 次断层活动事件有关。1739 年地震断层活动形成的最新一级裂点已距断层陡坎 5~6 m,溯源侵蚀速率为 2.25 cm/a。假定全新世以来溯源侵蚀速率变化不大,则可根据早期发育的裂点至断层陡坎之间距离,可推算断层活动的时间,从而估计断层活动间隔时间(表 10-1)。

表 10-1 贺兰山山前冲沟裂点和全新世断层活动(杨景春等,1985)

断层活动次数	裂点距断层陡坎平均距离(m)	断层活动时间(a)B. P.	相邻两裂点之间距离(m)	断层活间隔时间(a)
1	143	6355	21	933
2	122	5422	24	1066
3	98	4355	22	978
4	76	3377	24	1066
5	52	2311	15	666
6	37	1645	19	844
7	18	800	13	555
8	5	245	5	

注：第 1、2、4、6、7 次数据采自苏峪口与贺兰山；第 3、8 次采自苏峪口、贺兰山与红果子沟；第 5 次采自红果子沟。

断层水平活动被错断的沟谷受阻可形成断塞塘。由于断层多次活动，不同时期形成的断塞塘沿断层不同位置分布或叠置埋藏。断塞塘沉积物由下而上其颗粒由粗变细，其中粗碎屑是构造快速活动时期产物，细颗粒是平静时期沉积。一期断塞塘沉积韵律可表示一次断裂快速活动及其后的稳定时期，因而每一期断塞塘沉积韵律可以对应一次古地震事件。西秦岭北麓断裂带香沟段沿断裂共有 6 期断塞塘沉积，其中最早一期的断塞塘沉积的^{14}C 年龄为 13 100±270 aB. P.，最后两期的沉积物年龄分别为 3000±165 aB. P. 和 1290±55 aB. P.。这表明香沟断裂自晚更新世以来，有 6 次快速活动，平均间隔时间为 2000 年左右(李传友等，2006)。

断层崩积楔也是指示断层活动次数和间隔时间的重要标志。新疆天山北麓霍尔果斯-玛纳斯-吐鲁番逆断层背斜带上的开挖探槽中可见三条逆断层和两期崩积楔，表明有三次古地震事件(图 10-1)。第一次古地震事件的逆断层(F_1)切割⑧⑨⑩层，被⑦层覆盖，故地震事件发生⑧层之后，⑦层堆积之前，大致距今 40 000 年；第二次古地震事件的逆断层(F_2)切割⑥⑦⑧层，被④层覆盖，并在断层下盘④层和⑥层之间形成三角形崩积楔 I，即⑤层，楔高 1.1 m，由崩塌砾石和次生黄土组成，楔底和楔壁砾石增多，这次古地震事件距今 11 000 年。第三次古地震事件的逆断层(F_3)切割④层，被②层覆盖，在②层和④层之间形成崩积楔 II，即③层，楔体亦由砾石和次生黄土组成，楔高 0.8～0.9 m，这次古地震事件大致发生在距今 6000 年左右。根据三次崩积楔的形成年代和 1906 年在该断裂带发生的大地震，全新世的地震重复周期大致为 4000～5000 年。

三、古地震断层活动速率

地震断层活动速率可作为断层活动程度的标志。断层活动速率数值是根据错断的地质地貌体或古建筑物的错动幅度和年代确定的。前面已提到地质地貌体的错断年代可从沉积地层和地貌体中采集测年样品进行测定，在没有测年样品时，可用地层学和地貌学方法确定相对年代。由于年代数据的精度不同和错断的地质地貌体受侵蚀破坏程度的差异，因而得到的活动速率有一定误差。此外，断层活动是不均匀的，有时快速运动，错幅大，有时缓慢蠕动，错幅小，有时呈稳定状态，因而不同时间段的断层错动速率也

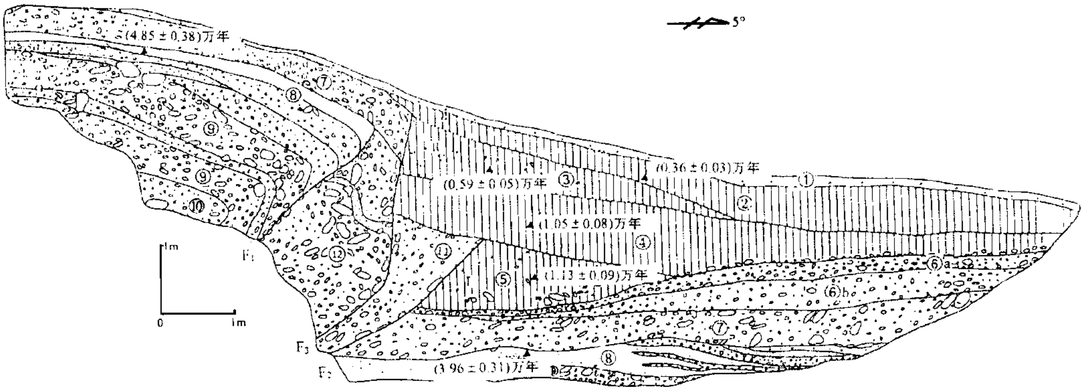


图 10-1　霍尔果斯-玛纳斯-吐鲁番断层带探槽剖面，位于玛纳斯西岸（根据邓起东等，2000）

有差异。由于上述诸多原因，得到的断层活动速率只是某一时段的平均速率。总体来说，时间越长平均速率越小。例如新疆富蕴二台断裂错开不同级别的沟谷，根据不同时代的沟谷错幅和时代计算，35 万年以来平均水平滑动速率为 6.4 mm/a，1—11 万年的平均水平滑动速率为 22.8 mm/a（富蕴地震断裂带，1985）。

在同一条断层，同一时期的不同地段，断层活动速率也有差异。阿尔金断裂带北缘断裂，全新世以来，在断层东段水平活动速率为 0.17 mm/a，西段为 0.23 mm/a；南缘断裂的东段，水平滑动速率为 0.43 mm/a，西段为 0.52 mm/a（阿尔金活动断裂带，1992）。这表明阿尔金断裂带西段活动较东段更为强烈，断层活动具有分段性特征。

断层的水平活动速率和垂直活动速率数值大小反映断裂活动性质。当断层水平活动速率大于垂直活动速率，断层以水平走滑为主；当断层垂直活动速率大于水平活动速率，断层以倾滑为主。祁连山北缘断裂带从晚更新世以来，大多数断层的水平活动速率都大于垂直活动速率（表 10-2），由于不同地段的断层走向改变，断层的水平活动速率和垂直活动速率将发生变化，这与断层走向与应力方向的交角变化有关。祁连山地区的区域主压应力方向为北东 60°～70°，断裂总体走向北西，但不同地段断层有北西 20°～30°走向和北西 60°～80°走向，还有近东西走向。其中近东西向断层和北西西向断层以左旋运动为主，水平运动速率大于垂直运动速率，属走滑逆冲型断层。北北西向断层的垂直活动速率较大，属逆冲型断层或斜向逆冲型断层。

表 10-2　祁连山北缘各区段断裂活动速率（根据祁连山-河西走廊活动断裂系，1993）

断裂带名称	断层段位置	断层错位主要发生时间段	垂直位错速率（mm/a）	水平位错速率（mm/a）	断层走向
祁连山北缘断裂带	玉门市北	$Q_2^1—Q_1^1$	0.44	1.4	北西 70°～85°
	黄草坝-天沟桥	Q_3^{2-3}	2.1	2.0	北西 45°～60°
	梧桐泉	Q_4^2	1.6	1.5	北西 60°～80°
	小磁窑口	Q_3^3	0.4	+1.1(2.1)	北西 20°
	黑河口	Q_2^{2-3}	2.1	+1.1	北西 30°
	大苦水沟	Q_3^2	2.5	(0.8)	北西 25°

（续表）

断裂带名称	断层段位置	断层错位主要发生时间段	垂直位错速率(mm/a)	水平位错速率(mm/a)	断层走向
昌马-俄博-毛毛山断裂带	石包城南	Q_4^2	1.2	2.4	近东西
	昌马盆地南	Q_3^3	0.6		北西 70°～80°
	红窑子	Q_3^3	1.2	+2.5	北西 80°
	小黑沟	Q_3^3	0.8	2.6	
	火碱沟	Q_3^3		2.4	
	大泉口	Q_3^{2-3}	1.0	3.5	北东 70°
	三个墩	Q_3^3	0.7	4.0	北西西
	松山-新墩湾	Q_3^3	1.2	4.7	北西西
阿尔金断裂带东段	石包城西	$Q_3^3-Q_4^2$	0.7	4.4	北东 76°

第四节 古地震野外勘测与研究

反映古地震的一些地质和地貌现象常被埋藏在地下而未受到侵蚀破坏，开挖探槽寻找地质地貌遗迹，进行古地震研究是一项有效方法。槽探是向地表以下开挖沟槽来揭示三维地质体的一种勘探方法，它具有真实、干扰少、可以直接取样、效果好等优点，因此受广大构造地貌和活动构造研究者广泛采用。探槽研究包括以下几个方面。

一、探槽开挖

探槽开挖包括探槽布置、开挖方法、安全防护以及排水等方面的内容。

1. 探槽的布置

在探槽施工以前，必须对该地点附近的第四纪地层，构造背景和晚更新世以来的地貌演化历史作深入了解。探槽布置的总体原则是要有利于最有可能地发现断层位置，以及最有效地确定断层作用事件的年龄、位移量和错动方向。

(1) 在一般情况下，探槽的走向尽可能与构造线垂直。断层陡坎是最佳布槽部位，在确定是断层作用形成的陡坡处开挖探槽，不仅能发现断层的准确位置，而且还有可能鉴别出与断层活动事件有关的断层崖崩积楔及其形成序列。

(2) 当研究走滑断层的破裂历史时，需在断层两侧开挖两个平行于断层的探槽(间隔2～3 m)。靠近断层的探槽壁为重点研究剖面。对这两个剖面经过仔细研究和绘图，一些垂直断层的线状的地质地貌特征，如埋藏小河床、岸线及其沉积等，进行对比，并确定相对位置，可以得到断层水平错断状况。

(3) 充分利用道路路堑边坡、冲沟沟壁，渠道、沟槽、矿井和坑道等所有露头，也能提供断层活动的信息，而且还大大减少开挖工程的投资。

(4) 槽探地点应开挖于晚第四纪沉积中层，尽可能穿过断层活动后堆积的局部沉积物。如断层活动堰塞河道而成沼泽洼地，这里常可采集到^{14}C 测年样品。此外，薄层沉积层比厚层沉积层对断层断距的表现更清楚，因此常选择沉积环境变化较快的沉积物开挖

探槽。

(5) 探槽定位要有利于鉴别出指示垂直和水平位移的特定参照物。古河道、地层的接触界线、古地面、古土壤等均可作为位移参照线。另外,在湖岸和海岸地区,全新世岸线沉积物中常包含许多层状的地质和地貌特征,基岩中的浪蚀穴,高低潮浪蚀作用的上、下界线,以及海滩沉积的砾石界面等也都是很好的参照线。

2. 开挖方法

开挖探槽来揭露地表以下物质通常有三种方法:反向铲开挖法、推土机开挖法和其他人工开挖方法。开挖设备的选择取决于开挖的可行性、深度、困难程度、经费、探槽保存的时间和开挖对环境的影响程度等诸多因素。设计深度较浅的探槽利用反向铲开挖,规模较大、较深的探槽用推土机开挖。使用推土机要求在探槽两壁开挖成台阶结构,以确保边坡的稳定,台阶的宽度要使推土机能有足够的工作空间。人工开挖则多用于开挖规模较小、浅层的探槽。

因为断层特征在较深的物质中保存较好,而又能常常提供断层活动的年代信息,所以,探槽要尽可能达到有效深度,至少要深达 3～6 m。

3. 安全防护

探槽开挖中要有严格的安全防护措施和方法,其中探槽支撑是最重要的安全防护措施之一。支撑框架由木质或金属桩柱和水平杆构成,水平杆间距要足以抵抗侧向槽壁的负载。在固结性不好的地层中开挖探槽,为了减小崩塌的危险性,要开挖成斜坡状或台阶状。使用推土机开挖,当开挖深度达到设计深度一半时。必须开始向槽壁开挖台阶。有时,探槽的上部 1.5 m 左右用推土机挖出较宽的缓坡探槽,1.5 m 以下则用反向铲加深,这样可以减少支撑。

开挖出的土要堆放在距探槽的一定距离。一般来说,深度 1.5 m 以上的探槽,堆积土体距探槽在 3 m 以外。这样一方面可以避免开挖的土混杂和污染了槽壁,另一方面也不致造成槽壁顶部负载过重,而使槽壁上坡可能出现裂缝,导致坍塌。

在每一工序进行之前,必须进行安全检查。在很好地支撑并排除坍塌和渗漏等险情之后,研究人员方可下到探槽之中。下槽人员必须佩戴安全帽,防止被松散的小碎石下落击伤。

4. 排水

在潮湿地区和地下水位较高的地区开挖探槽时,需要排水,尤其是探槽位于凹地或天然地表水易于汇集的部位时,在探槽开挖前应把水泵排水列入计划。同时,开挖前在探槽地点周围地区布置一些浅钻,搞清地下水水位分布状况。

此外,在供水或灌溉管道密集的地区,对管线的具体分布位置要非常清楚,布槽时应尽量回避和防止因开挖而使管道破裂漏水。

二、探槽制图

探槽制图是探槽研究中最重要的内容,它取决于探槽开挖的质量。图件对鉴别分析构造要素的准确性至关重要。用于活断层研究的探槽制图工作可分为两类:

1. 选择性制图

选择性制图是指对探槽中有关断层及其位移的最关键性要素进行制图，其他一些次要的地层和沉积等要素可以省略。这样作出的探槽图并不降低制图的精确性。断层的存在和与断层活动有关的一些细节，以及它的最后一次运动的性质和年龄都可准确的表现出来。

2. 全面性制图

制图者要客观地将探槽面上地层的沉积结构和构造按比例全部记录下来。探槽制图可以按以下步骤和方法进行：

（1）探槽壁清理：在探槽制图以前，要对探槽壁作清理，这是探槽制图的不可缺少的步骤之一。利用扁嘴手镐、铁锹和扫帚清理和扫除在探槽开挖过程中槽壁可能受到扰动的部分，以及槽壁表面覆盖或悬挂的一层黏土和粉砂物质。所有的槽壁清理工作应从壁顶到壁底自上而下地逐次进行。对于断层面和标志层面要用灰刀和刷子特别仔细地进行清理、铲刮和剥离。

（2）测量控制：为了把探槽位置与研究区的测量网联系起来，以及便于把探槽和附近钻孔剖面层位作对比，需要在探槽底部建立一条测量基线，以控制探槽的水平方位和垂直高度。通常沿槽底的一侧立桩，每 2 m 设一测点。

（3）建立参照网格：对探槽特征作准确定位以控制制图，需要建立水平和垂直的参照线，以及由这些参照线构成的网格。网格的大小取决于剖面的复杂程度和研究精度的要求，通常不应超过为 1 m×1 m。

（4）制图方法：由于对探槽中揭露的复杂和微细的现象都要做详细观察和记录，利用卷尺对控制网格中的细节进行测量，常用的制图比例尺为 1∶20。也可以对网格进行照相，用图像处理软件将照片拼接，直接在计算机上进行制图和测量。野外制图与计算机制图相结合，互相印证与核实，可以提高制图的精度和速度。

如果沿一条断裂带开挖了数个探槽，可以把各个探槽中的断层线和同一地层连接起来，构成一幅栅栏图。栅栏图可以揭示所有探槽露头中制图对象的总体现象，并概略反映出断层、地层单位及其所受构造扰动的情况

（5）文字描述：一是对探槽揭露的所有岩性单位的地层学和沉积学特征从老到新作详尽的描述，包括它们的编号、沉积物颜色、颗粒大小、厚度、结构和构造等。二是对有关断层作用的历史变形证据作描述，按事件的次序从老到新进行。

3. 探槽三维资料网格

探槽的三维空间资料是通过对槽壁逐渐剥离加宽的方式获得的。每剥离一次，对重新暴露出的新槽壁露头进行照相、制图和文字记录。把所有这些露头记录合并在一起就构成了一个构造和地层资料的三维网格。

在探槽中对活动断层作用的观察和解释可提供有关重要工程设施地点的构造可靠资料。最重要的观察内容包括：

（1）在沉积物（包括较粗大的粒状物质）中找出活动断层的准确位置；

（2）断层作用事件的确定；

（3）与断层作用有关的变形现象；

（4）错动时代的论证；

（5）断层线的宽度、方向和结构及其沿长度的变化；

（6）断层面的发育情况及其随深度变化以及断层面受表面风化作用、成壤化作用等的改变情况。

三、年代学样品采集

（1）地层中保存的植物残体和碎屑；

（2）湖相沉积层中的有机物；

（3）海相沉积层中的贝壳和珊瑚等；

（4）火山熔岩和火山碎屑岩。

第十一章 现代地貌构造变形与大地测量

由于板块运动和重力作用，地球表面在一定区域形成断层和褶皱，地表发生差异运动。如果相邻地壳的现代差异运动的速度向量可以测定，则可得到一定时段相邻地壳之间的变形量，描绘地壳运动的区域格局，识别某一地区与相邻地区的运动差异。

地壳运动的格局指示区域应力场状况和构造地貌发育，褶皱或断层造成的局部变形的测量，可帮助描述地壳运动的方式和强度，揭示地表沿着构造变形和地震变形的情况，提供地壳变形的幅度以及褶皱和断层的展布及其对应力的响应。

现代构造地貌变形研究的主要方法是大地测量法。大地测量是研究和测量地球形状、大小和地球重力场，以及测定地面点位置的科学。本章内容是根据测量地理点的变化来确定区域和局部的现代地壳运动幅度和速率及其和地貌发育关系。根据测量点之间距离的差异和测量面积的范围分为近场测量和远场测量。近场测量包括在数米到数十千米尺度上的测量，而远场测量指进行区域和全球的测量。传统的测量方法适合进行近场测量，许多远距离的测量，需要更复杂的新近发展的一些技术，如全球定位系统和雷达测量等。

第一节 近场测量

通常认为多数情况下地壳构造运动过于缓慢以至在较长时间内不能观察到，只有伴随大地震而发生的地表断层破裂才表现出来。Reid(1910)估计过从 1850 到 1905 年加利福尼亚法拉兰岛相对于哈米尔顿山的运动速率大约为 5 cm/a。1960 年圣安德列斯断层中段所发现的建筑物错开，灌溉沟渠错断以及葡萄园围栏错位等无震滑动改变了关于断层力学的概念，因为这里发生着在短期可测定速率的构造运动。

为了测量这些靠近断层的微小的运动，人们开始小范围的大地测量研究，开展了对断层活动的监测，包括震前、震后以及被地震触发的小断层运动观测。美国海岸和大地测量局(国家大地测量局)大约自 1900 年以来就开展了断层的近场三角监测，但大量研究在 20 世纪 60 年代后期展开，开创了新的近场大地测量方法，以确定断层蠕动的程度与速率、震前滑动的时间和震后滑动的总量与持续时间等。

微量构造运动对城市建筑和一些工程有重要影响，加利福尼亚霍利斯特城的建筑物、街道以及地下管道曾被断层蠕动破坏。震前滑动可为地震预报提供信息，近场测量小尺度构造地貌变形可以对地震机制提出更深入的了解。

一、近场变形的类型

近场变形有构造变形和非构造变形，其中构造变形有蠕动、震后滑动以及动力触发滑动等多种类型（表 11-1）。

蠕动常是无震断层滑动，在时间上和空间上，可以稳定而连续，也可以表现出间断性。有些地震前断层发生蠕动，活动速率随时间增加，这种蠕动常是导致大震连贯破裂的第一步（Nason，R. D.，1973）。另外，大多数蠕动发生在较软岩石的断层上或较平直的走滑断层段。根据近场大地测量有希望成为地震预报的有效方法。如蠕动释放所有应力积累，在蠕动断层段上不会发生大地震（Brown et al.，1968）。

表 11-1 变形的类型与速率（Sylvester，1986）

变形类型	速率/(mm/a)	参考文献
构造蠕动	1～30	Steinbrugge et al.，1960
震前滑动	1～?	Allen and smith，1966
同震滑动	1～数千	
动力触发滑动	1～30	Allen et al.，1972
震后滑动	1～300	Allen and smith，1966
非构造沉降	1～35	

震后滑动是主震发生后几天、几星期、甚至几个月内发生的断层滑动。震后滑动大多数都发生在走滑断层上，在正断层和逆断层中震后滑动还不到 5%，震后滑动的主要特征是滑动速率呈对数衰减（Smith et al.，1968）。在走滑断层上，断距较大，但在其他类型断层上则小于同震滑动。

动力触发滑动是主震断层或主震震中区外断层上的同震滑动。例如多尔顿槽地内的中等地震，在远离发震断层和震中 40 km 的断层上有高达 30 mm 的滑动（Allen et al.，1972）。还有 1983 年 5 月的柯林加（M＝6.7）地震，余震和地面破裂出现在远离发震断层，而且与发震断层并无直接关系的断层上（Hart et al.，1983）。触发滑动代表特定断层上积累的弹性应变能的部分释放，或者是振动造成的块体移动，甚至认为是未来地震前的一种滑动形式。

断层破裂从某一点开始向一端或两端发展，断层两侧块体变形的几何形态与断层带中和断层两侧块体的强度有关。变形不仅发生在断层上，而且变形在断层两侧一定宽度的地带内发生，既有断层上的变形，也有一定宽度两盘邻接带的变形。断层两侧块体的变形程度距断层愈远而逐渐减小。

二、近场变形的测量方法

通过某一测量水准基点线的初始测量的长度、角度与高度和后一次测量的数据进行比较，可以研究小规模地壳运动的方向和大小。如果测量网复盖区域较大，累积测量误差就可能较大。小规模跨断层网能得到更精确的位移资料，而且正因为其范围小，可以在较短时间内进行复测，从而提供更为连贯的数据（表 11-2）。

评价断层运动时,我们希望了解断层运动的地段、断块相对运动方式、断错量以及发生时间等。根据地质时期的地壳运动速率和错开文化标志层估计的断层位错速率,表明用近场大地测量网证实正在进行的构造运动需要至少百分之一的精度。通常需要至少 1 mm 的分辨率。

所有近场大地测量列阵必须周期性地复测以便确定基准点的准确性。由于种种原因,地球的背景干扰可能很不稳定,需要多次重复测量以便确定和消除干扰。一系列基准台中,只有少数几个可能是布置可靠的,通过对它们的长期观察才能确定。

1. 水平运动

定线阵是最简单最经济的测量水平运动的方法。跨过断层布置一排点线(图 11-1),并经常测量它们相对一个或一系列固定点的偏斜。如果发现断层滑动,可以使用比较精确的方法进一步研究,以便证明运动的时空变化特征。

表 11-2 近场大地测量方法和精度要求(Sylvester, 1986)

运动类型 测量方法	测定的变化	典型间距(m)	精度要求	复测周期
水平的				
定线测量	偏斜	100	1 mm	数月
三角测量	角度-长度	1000	5 mm	数月到数年
垂直的				
精密水准测量	高度	1000	1 mm	数月
倾斜的				
精密水准测量	高度	500	1 微弧度	数月
干倾斜	高度	40	10 微弧度	数月到数年

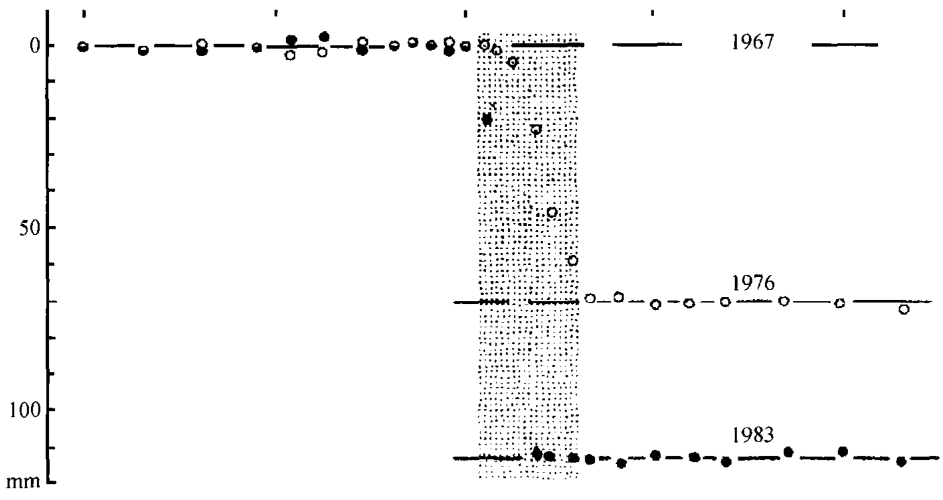


图 11-1 圣胡安巴蒂塔附近穿过圣安德列斯断层线的错移(Sylvester,1986)

定线阵也能通过三角测量测定,利用经纬仪进行边长和角度变化的测量。跨断层的闭合列阵中基准点的位置可通过三角测量或三边测量精确地测定。通常,跨断层设立由四个基准点组成四边形对阵(图 11-2),线的长度范围为 50~3000 m,取决地形以及断层

带的宽度。

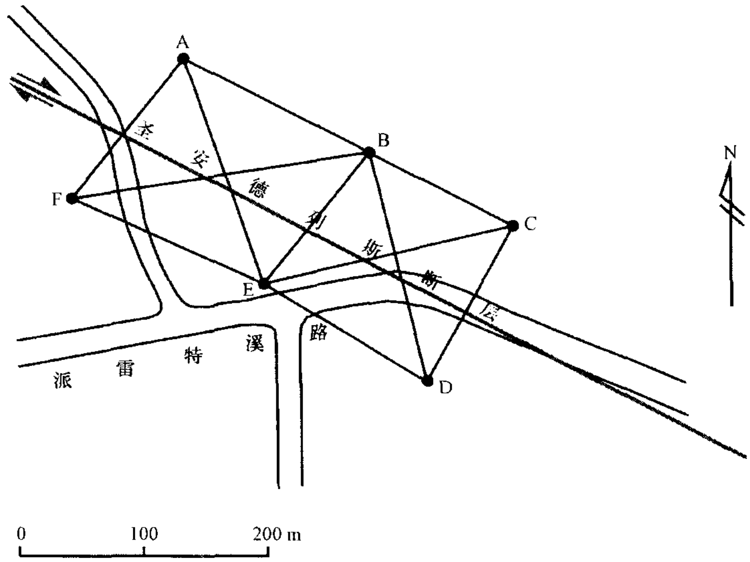


图 11-2 跨圣安德列斯断层的双四边形基准点分布(Sylvester, 1986)

基准点的水平位错通过列阵的复测测定,单个基准点位错-速率矢量及其标准偏差通过利用所有线长度变化速率及其标准偏差来调整坐标变化进行计算。

小间距三边测量结合蠕变仪,应变仪,直线阵以及大范围经纬仪进行测定。圣安德列斯断层中段的蠕动速率从断层段端部小于 1 mm/a 到中心部位的 30 mm/a 逐渐变化,变形带的宽度通常小于 70 m(Burford and Harsh,1980;Lisowski and Prescott,1981)。索尔顿槽地以 1～10 mm/a 的速率发生间歇性蠕动(Louie et al. ,1985),在东土耳其的北安纳托利亚断层上观察到蠕动,10 年大地测量监测期间,该断层以 10 mm/a 的速率右旋蠕动(Aytun,1980)。

2. 垂直运动

测定地面两点间高差常用精密水准测量,可测量几天到几十天内垂直地壳运动。与其他方法相比,水准测量在较长时间内,长距离上较稳定,而且在短距离和中等距离上更为精确。如果有多次复测数据,精密水准测量可作为地震预报方法之一。中国 4 次 7 级以上地震,每次地震的震前一年内在离震中区 50～200 km 的范围内观测到 1～4 mm 的震前断错(Zhang,G. N. et al. ,1981)。

根据地貌证据表明最近地质时期内发生过明显垂直运动的地方,并从其他研究大震孕育阶段的中期前兆资料,选择测量场地,在目标区内布阵,进行频繁而有效地复测。在南、中加利福尼亚各地从 1970 年起,设置了一种跨断层的水准测量阵,记录不同类型断层附近发生垂直运动的时空特征并了解断层破裂前后的构造过程。例如,圣胡安巴蒂斯塔的直线阵,1975—1983 年测量圣安德列斯断层的垂直错开(图 11-3A)。马哈维荒漠东北嘎洛克地区的 W 形阵监测抽取地下水造成的非构造断层滑动, 9 年测量表明断层年均以 35 mm/a 的等速高度变化(图 11-3B)。1980—1983 年跨帕雷脱断层直线测量表现的逆断层运动状况(图 11-3C)。

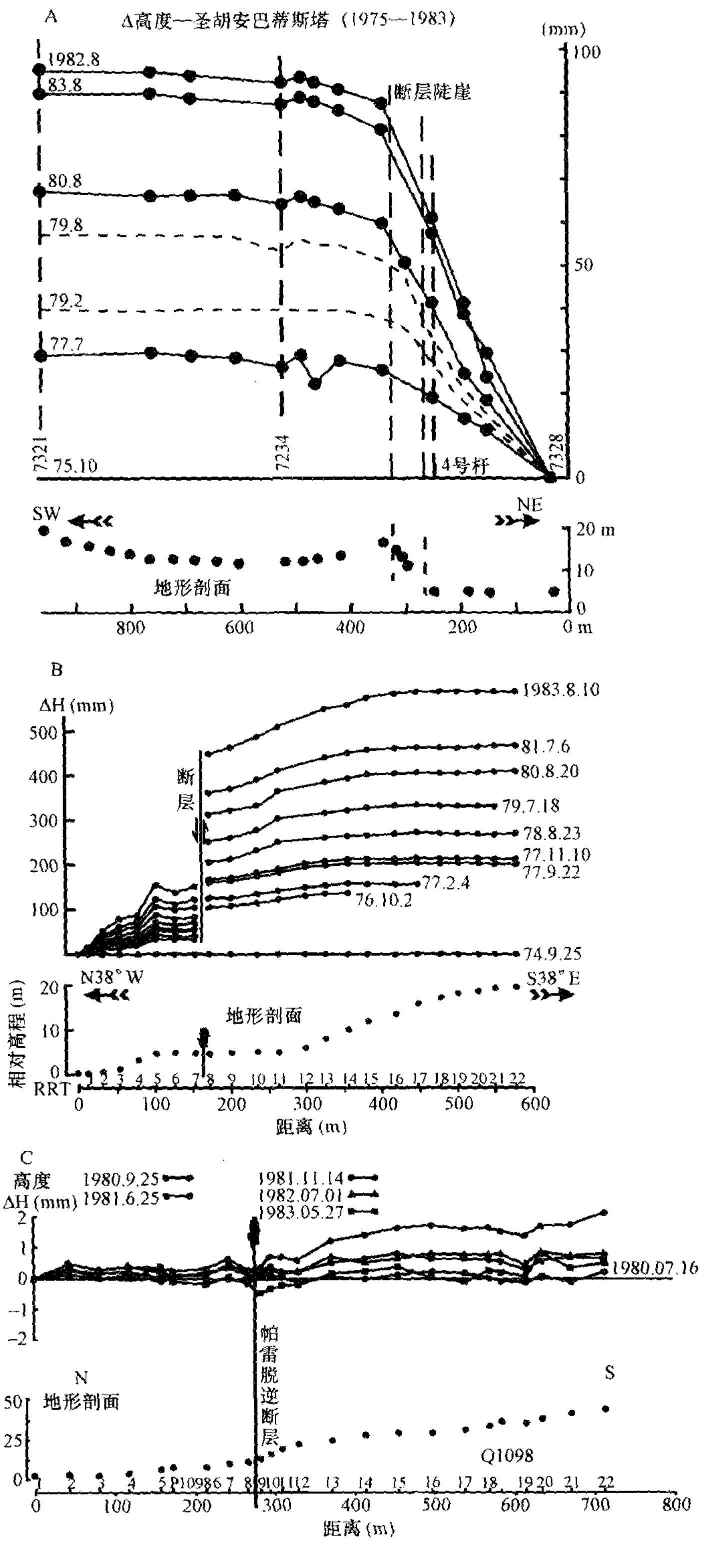


图 11-3 跨断层测量的地表高度变化（Sylvester，1986）

一次地震后，常测量到震后的地壳垂直运动。例如新西兰的两次地震，1929 年默奇森地震（M＝7.6）和 1931 年内皮尔地震（M＝7.9）都显示过震后垂直滑动（Sylvester，1986）。在 1971 年圣费南多（M＝6.4）地震后的一年里，发生相当于同震垂直位错百分之一的震后滑动量（Sylvester and Pollard，1975）；1979 年英佩利尔谷（M＝6.5）地震后 10 个星期内，发现 14 cm 的震后滑动，几乎与 16 cm 同震滑动相等（Sharp and Lienkaemper，1982）；1964 年阿拉斯加（M＝8）对地震后的 10 年间，震后滑动达到 0.55 m（Brown et al.，1977；Prescott and Lisowski，1977）；1968 年新西兰伊南格华地震（M＝7）造成约 1 m 垂直位错之后 2 个月内，测到断层 12 mm 的垂直震后滑动（Lensen and Suggate，1968）。

3. 地壳倾斜运动

大范围和近场水准测量可观测震前和震后的地面倾斜运动，也可揭示岩浆的入侵。小范围倾斜常采用气泡水准光学倾斜测量法（Kinoshita et al.，1974）。通过先后两次测量的基准点之间的高度差，确定由三个或多个基准点所限定的平面倾斜。在夏威夷，倾斜测量结合钻孔倾斜仪，短基线（3 m）以及长基线（50 m）水管倾斜仪的测量来研究岩浆活动引起的倾斜，分辨率达到 2～3 微弧度。一般情况下三点阵的倾斜分辨率为 5～10 微弧度（Sylvester，1986），是监测火山岩浆膨胀造成的每天数十到数百微弧度快速倾斜的有效方法（Chadwick et al.，1983）。

为更精确的确定构造倾斜，需要 L 形、T 形以及间距从 500～1000 m 的基准点阵，这样的基准点阵有可能达到接近 0.5 微弧度的分辨率（Sylvester and Jackson，1982）。英佩利尔谷底震前 6 个月，近场水准测量揭示了 54 微弧度地壳倾斜（Sharp and Lienkaemper，1982）。我国某些地震前也出现过明显的倾斜（Mei，1984；Zhu et al.，1984）。

三、近场测量应用实例

1. 现代形变速率

许多地方已经获得了大量现代形变速率数据。在地壳构造活动的美国西部地区和阿拉斯加部分地区，以及日本和新西兰等地都已经广泛采用大地测量方法研究现代地壳运动状况。我国在一些地壳活动地区和跨活断层也布设一些测量点。

加利福尼亚布置 43 条测线，构成密集的三角网，从 1970 年起大约每年都进行测量。旧金山湾南部地区的激光测距观测结果表明，圣安德烈斯断层深 7 km 处有 12 mm/a 的滑动，在海瓦德断层上有 6 mm/a 的滑动，在卡拉维拉斯断层有 6 mm/a 的滑动，其中卡拉维拉斯断层滑动的一半分布在 5 km 宽的地带上（图 11-4）。

圣安德列斯断层在地表被锁闭，在闭锁深度之下断层自由滑动。1906 年旧金山大地震时，该断层从地表到深部 5～10 km 滑动了 2～3 m（Thatcher，1975）。假定当前的变形代表类似 1906 年特大地震重复发生的应变积累，过去十年的滑动速率 12 mm/a 代表长期的速率，每次事件 2～3 m 的同震位错是这一段圣安德列斯断层的特征滑动，则地震事件的平均重复发生间隔为 170～250 年。

全新世晚期滑动速率支持了大地测量的数值。横跨圣安德列斯断层的已知年代的晚全新世地貌特征的位错，给出在过去 1130 ± 160 年以来滑动速率为 12 mm/a（Hall，1984）。通过大地测量计算得到圣安德列斯断层系其他几个地段的滑动速率（表 11-3）。

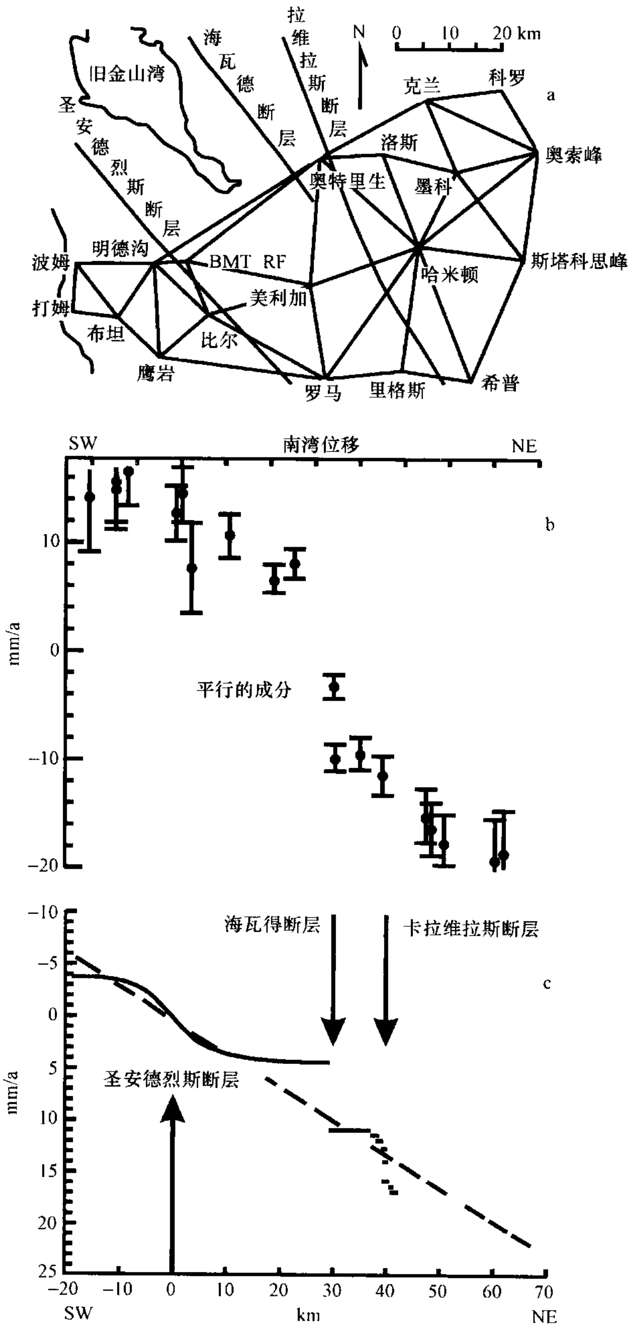


图 11-4 旧金山湾南部地区跨断层的测量结果(Thatcher,1986)

a. 旧金山湾南部地区的断层分布和台站测线布置;b. 垂直于断层走向的位错速率分量;c. 粗曲线表示断层滑动速率,虚线表示位移场

表 11-3 圣安德列斯断层系滑动速率的大地测量计算(Thatcher, 1986)

地点	速率(mm/a)	参考文献
旧金山	12±4	Prescott et al. , 1981
加利福尼亚中部	38±5	Thatcher,1979
卡里佐平原	32	King et al. ,1983
“大拐弯”地区	25	Mc Garr et al. , 1982

北京西郊八宝山断裂带，走向北东，在大灰场附近跨断层布设了南北向斜交基线，短水准和连通管等多种测量仪器，监视断层活动状况。从 1971 年到 1976 年，观测到两次明显的断层蠕动，一次是 1973 年，斜交基线伸展，显示断层右旋运动，位移加速阶段月平均速率 0.48 mm；同一期间，短水准和连通管观测到断层上盘下降。另一次是 1975—1976 年期间，斜交基线缩短，显示断层为左旋运动，而短水准和连通管观测到断层的上盘上升。断层下盘布置的三口观测井的水位也发生同步变化。断层蠕动加速期，断层带上的小地震活动明显增多(杨景春等，1981)。

2. 永久变形

活动构造地貌是永久变形的产物，晚第四纪和全新世构造永久变形在地壳构造活动区很常见。永久地貌形变往往类似历史地震中所见到的同震变形，表明两种形变过程彼此相关。1983 柯林加地震(M=6.5)发生在背斜下部的断层上，该背斜位于中加州圣安德列斯断层东 40～80 km，是圣加郡谷边界的一系列第四纪活动构造之一。季节性河流横跨背斜构造，由于构造活动作用使河流改道和河床变形。横跨背斜东南的洛斯卡托斯河向南迁移而留下一段古河道，河流侧面的冲积扇面，高于上游及下游扇面约 10 m(图 11-5)。根据阶地年代距今 2250 ± 130 年所计算的阶地最大隆起速率为 4.4 mm/a。水准测量表明，1983 年地震时接近背斜顶部有 0.5 m 的同震上升，而在西南发生了少量的下沉。沿河道隆起的地貌变形十分类似 1983 年同震运动，表明二者之间关系密切(King and Stein，1983)。

对日本西南的板块边界地震，大地测量和地质两方面的记录较为完整。菲律宾海板块沿南海海沟俯冲到欧亚板块之下，1946 年在板块边界发生了一次大地震(M=8.4)，与 1854 年大地震(M=8.4)是同一板块边界的破裂(图 11-6)。自 1890 年起，在四国岛和本洲，水准测量网已经完成五次以上的测量。验潮站提供了关于该区垂直运动历史。大约有 90 年的大地测量记录，而且这一期间两次地震震级相当，1946 年地震的同震运动垂直位移曲线和 1890 年以来累积的形变图像和速率近似(图 11-7A)，说明该时段构成了一个完整地震周期，1890—1980 年间累计垂直运动是每个周期永久形变的积累。这些位移与 1946 年同震运动可比较，两种形变图像与紧挨南海海沟的隆起及内陆的沉降类似，积累的运动区域也与纪伊半岛和四国南岸晚第四纪上升海岸线的区域分布和形变一致。四国(室户角)南东的累积高程与构造抬升的海成阶地高度进行对比，它们的倾斜方向一致，但运动速率不同。由阶地抬升计算的过去 12 万年平均最大隆起速率为 1.5 mm/a，而从 1890 年以来水准测量的速率为 4.5 mm/a，较之大三倍(图 11-7B)。根据水准资料并综合海沟附近单个变形周期的倾斜史，可重建地震周期。四国南东水准测量是五次不同期的观测成果，近期(1964—1980)倾斜速率与 1946 年前得到的速率十分类似，1946 年前的资料已被外推到当前的运动周期。综合的变形周期十分类似于一种理想化的周期，并清楚地反映周期的震时瞬变、震间稳定变形和永久变形(图 11-7C)。

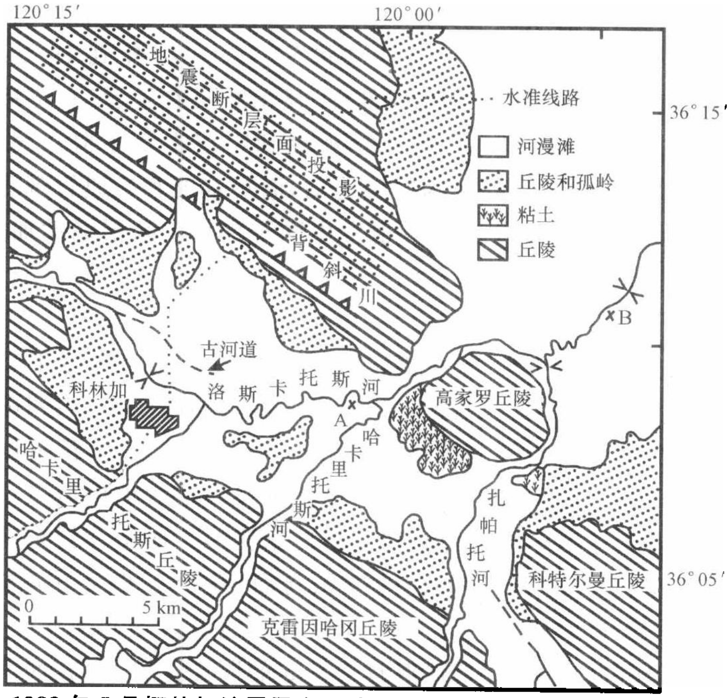


图 11-5 1983 年 5 月柯林加地震震中区地貌和沉积物简图(据 King and Stein,1983)

现今河道以实线表示,老河道以虚线表示,点线表示大地测量线路

A. ^{14}C 年龄＝2550±130 年;B. ^{14}C 年龄＝490±60 年

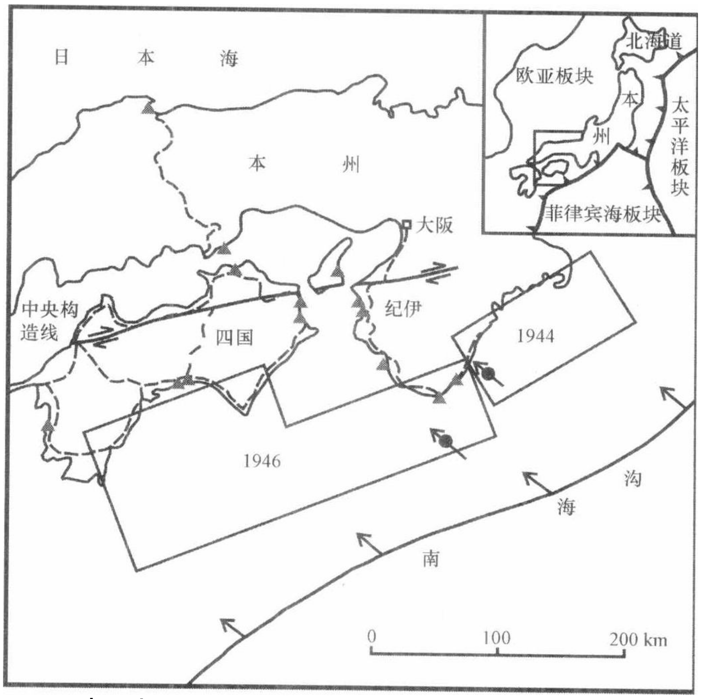


图 11-6 日本西南位置图,右上角小图显示板块构造背景(Thatcher,1986)

图例说明:南海海沟线上所示箭头为菲律宾海相对于欧亚板块的运动方向。矩形表示 1944 和 1946 年地震的同震断层面的地标投影,带箭头的实心点表示这两次地震震中地点的滑动矢量。朝海沟海岸线的粗线,表示隆起的晚第四纪海成阶地的范围。箭头实线表示一条活动的右旋走滑断层-中央构造线(M. T. L.)。虚线表示水准测量线路。实心三角表示验潮站的位置。

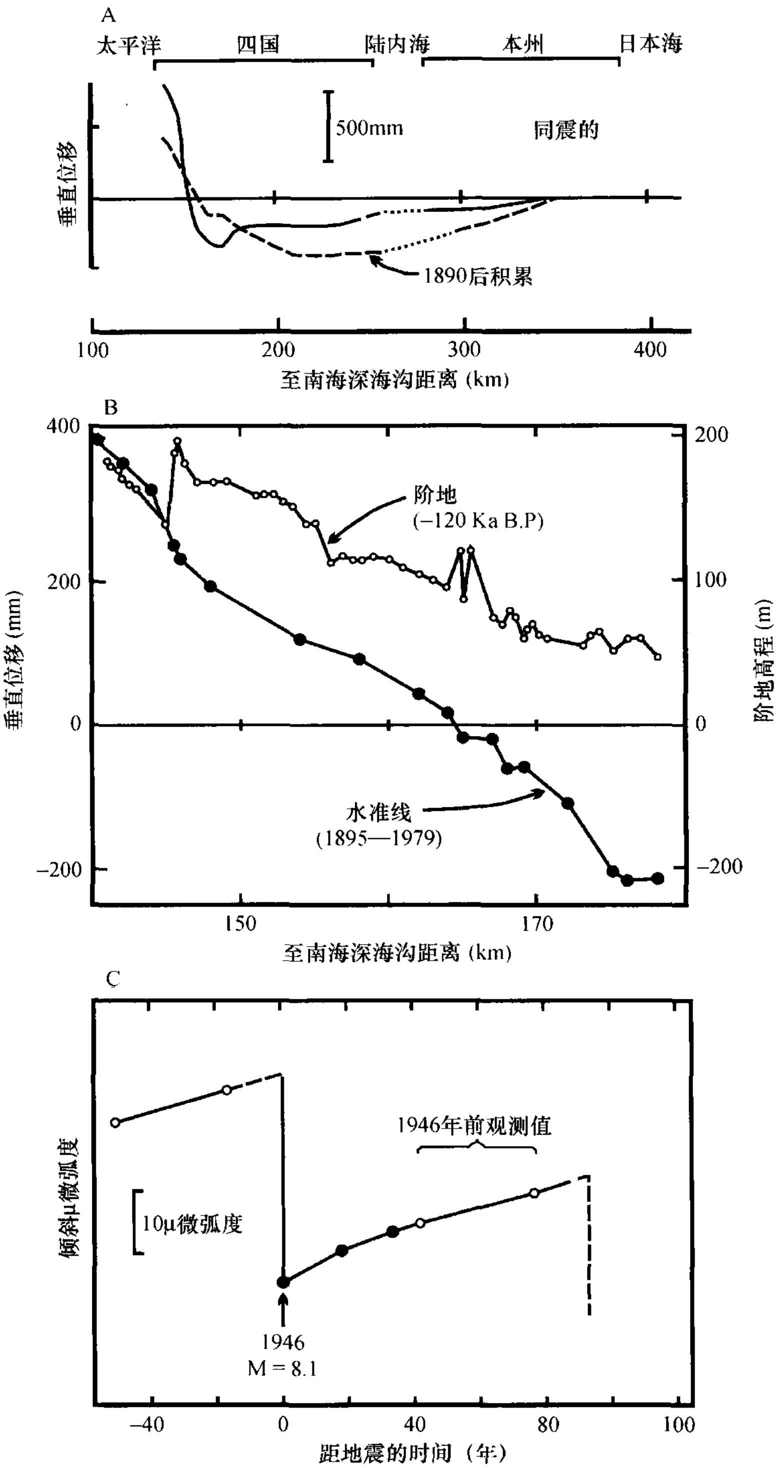


图 11-7　日本西南部水准测量数据和构造变形(Thatcher，1986)

A. 相对于南海海沟距离所观测垂直位移。实线表示 1946 年地震的同震运动，虚线表示有一个完整的运动周期推断的积累变形，点线为穿越陆内海部分的位移连线；B. 海岸阶地高程和水准线垂直位移；C. 1946 年南海道地震以来积累倾斜变化。空心圆为 1946 年前资料，被外推到 1946 年后。虚线表示推断的运动。

第二节 远场测量

一、超长基线测量

为了确定板块之间和板块内部的相对运动,要求精确测量数百到数千千米长的距离的变化,需要进行超长基线测量。超长基线测量始于20世纪60年代,开始主要用于研究银河外射线源,渐渐演变成研究构造运动的地球物理学方法。在过去的30多年内,该方法发展很快。运用这种方法研究大空间尺度的构造运动,使人们对岩石圈板块的认识发生变化。超长基线测量方法利用间隔很远的两个或多个射线望远镜,同时测量银河外的射线源,该射线源经常是类星体。这些射线源有宽的波谱,以很宽的频率发射。由于射线源离地球很远(百万光年),它们可以看成很小,作为固定在天空的参照物,用来测量地球上远距离两点的间距。

最早的超长基线观测,取得北美和欧洲板块之间的相对运动的纪录,其速率为19±10 mm/a(Herring et al.,1986),这与由地质学方法得到数百万年来的长时间平均速率15～17±3 mm/a近似。后来许多远场大地测量研究揭示圣安德列斯断层的运动速率在靠近板块边界的16个站点揭示圣安德列斯断层以东数百千米的范围内存在显著的右旋剪切运动(Ward, 1990),另外超长基线测量得到在洛杉矶北的横向山岭区,垂直圣安德列斯断层有明显的压缩速率(8±1 mm/a)(Burbank and Anderson, 2001)。

超长基线测量法在该地区的进一步的工作,记录了在横向山脉区存在顺时针旋转运动,旋转的速率与由古地磁测量得到的结果相当(Luyendyk,1991),大约为10～15 Ma (Molnar and Gipson, 1994)。

二、全球定位系统

全球定位系统(GPS)由多于24颗卫星组成的卫星网,连续传送数据,其中包括发送的时间和随时间变化卫星的位置。地面高敏感的接受器,测量无线电传播的时间和相位,确定离发射卫星的距离。多个卫星的数据可以提高接受器所确定的距离的精度。给出卫星轨道的参数和位置参数,在地球上任何点都有可能从4个或更多卫星获得精确位置数据。该技术可以计算水平位置的精度小于1 cm,高出垂直高度测量精度的几倍。

用GPS(全球定位系统)采集大地测量数据可确定在10到几百千米的尺度上的区域应变场。在地震活动地区,固定GPS接受器可连续记录位置数据。从20世纪90年代中期以来,全世界大约有数百个永久GPS站分布。通常,在研究区,GPS站点可以用少量的活动接受器在广泛的区域快速获得大地测量数据。测量点常设立在基岩上作为不变的标记。这样,GPS接受器可以在下次测量时精确地放在同样位置上。为了获得高精度,GPS观测收集大约8小时到几天在每一点的数据,使变形速率更精确,时间间隔比过去更短。

GPS在南加利福尼亚州的测量结果进一步帮助地质学家沿板块边界观察到许多活动构造现象(图11-8)。GPS测量数据表明,圣安德列斯断层东侧的运动方向大多数是平

行近似旋转小圆，但速度变化很大，向西减小，指示存在剪切作用，造成了速率的降低。圣安德列斯断层大多数段平行于小圆圈线，在南加利福尼亚大弯曲地区明显偏离近似的小圈线旋转方向。它在大弯曲的西端向南偏转，在洛杉矶和 Ventura 盆地有强烈的南北向的挤压应力。事实上，由山脉和盆地构成的洛杉矶地区，是由缩短变形的逆断层活动形成。过去 20 年内许多破坏性地震发生在洛杉矶盆地，也都是由逆断层而不是走滑断层活动造成的。其中有些地震虽没有造成地表破裂，但它们的破坏作用是巨大的，因为在人口密集区沿着逆断层有强烈的垂直加速度。

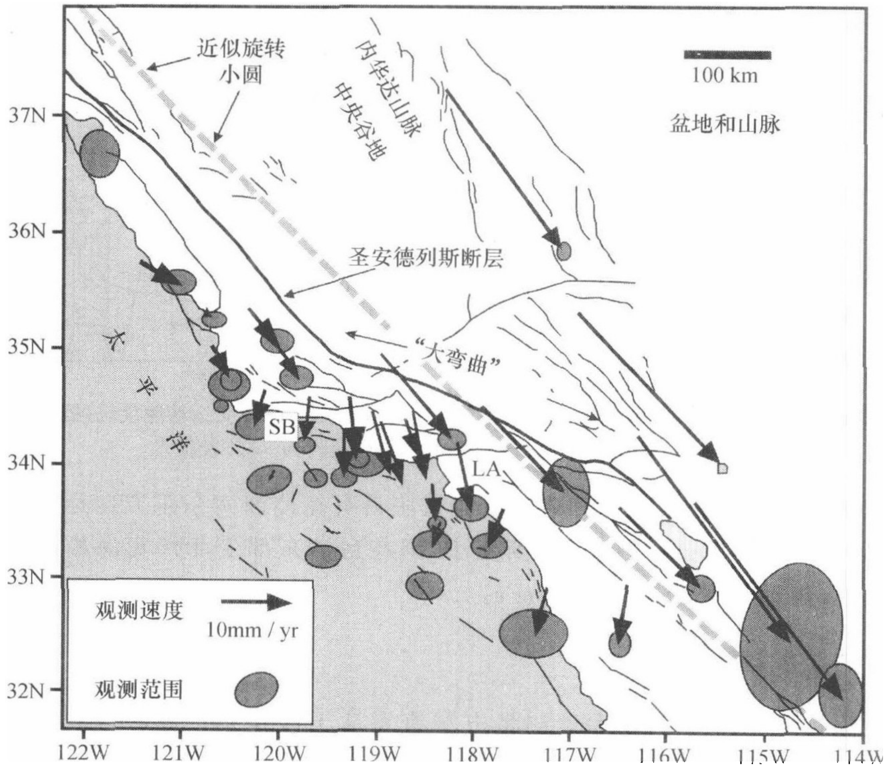


图 11-8　加利福尼亚南部由 GPS 和 VLBI 测量得到的水平应变(Feigl et al.，1993)

在美国南加利福尼亚和世界上其他活动变形地区设立许多永久 GPS 站。这些网站提供变形带上构造变形分布状况。有些地区，由 GPS 观测到的十年尺度变形速率与百万年时间尺度的板块运动速率一致。有关板块运动的数字模型，地块旋转，弹性形变的积累与释放，褶皱与断层的几何特征，将由这些新大地测量数据确认。

我国从 1999 年和 2001 年两期 GPS 观测（王琪等，2001，李延兴等，2003，王敏等 2003）以及 2004 年的复测（牛之俊等，2005），得到中国大陆现今地壳运动场，揭示了中国大陆现今构造变形的运动特征（图 11-9）。中国西部地区总体运动向北和东北，在青藏高原东南部的川滇地区绕东喜马拉雅构造结呈顺时针旋转，运动矢量由向东逐渐转向南东，到云南中部转为南南东方向，再往南到云南西部转西南方向。地壳块体运动速度从高原南部往北逐渐减小，印度板块北部运动速度为 35～42 mm/a，向北到雅鲁藏布江南岸降低到 27～30 mm/a，再向北到唐古拉山南麓降至 16 mm/a，向东北祁连山将为 7～14 mm/a。天山南麓山前测点的速度为 17.3～18 mm/a，而在天山的山间盆地速度只有

10.2±2.0 mm/a，从天山往北到阿尔泰山南麓，速率降到 3.0 mm/a。

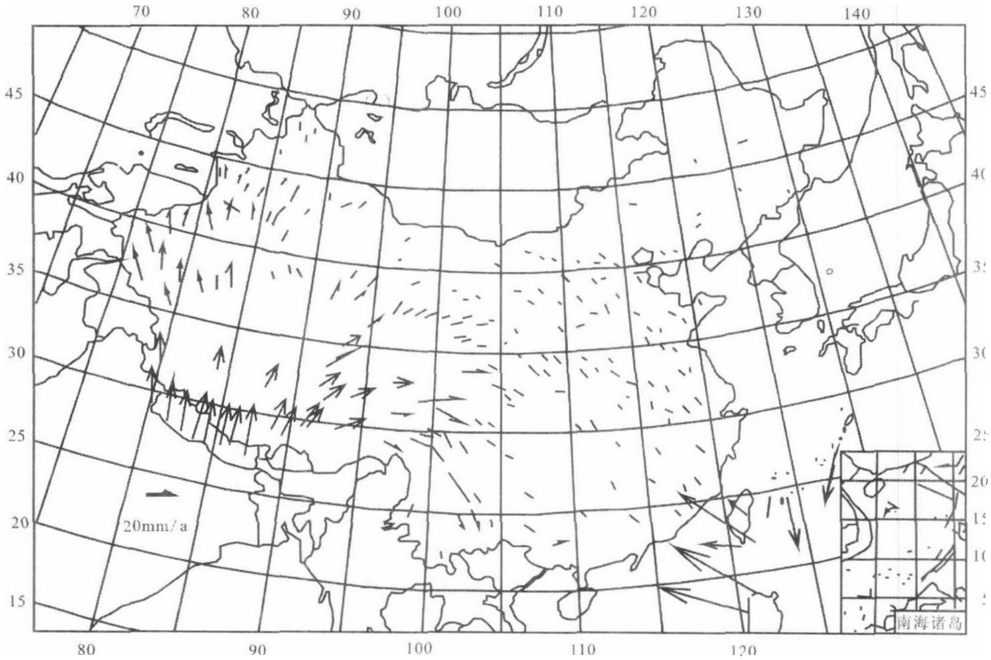


图 11-9 GPS 观测获得的相对于稳定欧亚参考框架下的中国大陆现今地壳运动速度场(据王琪等，2001)
箭头是 GPS 观测站的速度矢量，误差椭圆为 95%置信度

中国东部的华北和华南块体相对于欧亚板块具有整体向南东东方向运动的趋势，华南块体从福建东部的 8 mm/a，向东逐渐变小，但在台湾东部受菲律宾海板块影响，运动方向变为北西，运动速率增大到 58 mm/a。

三、雷达干涉测量

测量大面积地面错位的新大地测量方法有雷达干涉技术。用合成孔径雷达(synthetic aperture radar，SAR)装在高度为 785 km 的卫星上，雷达脉冲沿着垂直地面方向向西 23 度的方向发射。根据接收到的每一个象源点(40 m×20 m)反射信号，卫星与地面的距离可以计算，地面反射引起的相位漂移被记录下来。如果地表同一地区有两个不同的雷达图像，卫星位置已知，两景图像拍摄时地面的湿度相同，则两景图像间的路程差异可能在不同的轨道卫星上观看到的地面起伏或在两成像之间的地面变动。如果两景图像构建地区的地形起伏，第三景图像可以用从雷达的观测角度来看地形，从而确定地面变形。另外，如果该地区有高精度的高程数据，两景图像之间的差异可以用来确定地面变形。对地面位移的描述结果称为雷达干涉图。卫星发射的雷达脉冲的波长为 56 mm，运用干涉测量，相对容易确定 28 mm 以上的错距(波长的一半)。在良好条件下，即使小于 10 mm 的错距，测量误差可小于 5 mm(Massonnet et al.，1994)。为了减小噪音，许多象源的数值平均，来确定 90 m×110 m 的面积上错动值。用来研究构造运动的雷达干涉图适合植被和湿度季节性变化小的地区。

雷达干涉测量的最大贡献不在于高分辨率(比 GPS 测量的精度低)，而是在于大面积测量。一景 60 km 见方的雷达图像，由 300 000 个 100 m 见方的像源组成。这些像源记

录的距离变化以相位偏差等值线图表示，其中每一个带代表 28 mm 的变形。另外，这种方法还可以观测地震变形，火山的膨胀和下陷（Massonnet et al.，1994），大型滑坡（Fruneau et al.，1996），以及冰川流动的细节（Dowdeswell et al.，1999；Mohr et al.，1998）。通过雷达干涉测量观测和描述，可以提供大面积高分辨率地表变形而引起的干涉图像。虽然雷达干涉测量在植被高覆盖地区的使用受到限制，但它在干旱地区的地表变形研究中可以发挥很大的作用。

第十二章 地貌年龄测定

地貌及其组成物质的年龄是构造地貌学研究的重要内容之一。为了确定断层运动或地表变形速率，必须知道被错断地貌的年龄。测定地貌年龄的方法可分为两大类：相对年代法和绝对年代法。相对年代方法只是应用相关的地貌和沉积之间关系得到地貌新老序列，而绝对年代方法可以确立准确的地貌年代数据。放射性定年方法的出现之前，地貌年代建立依靠相对定年法。在有绝对年龄标定的情况下，一些地貌相对年龄也可具有定量的性质。

第一节 相对定年方法

1. 地貌切割叠置法

地貌在发育过程中，由于内外营力的作用和变化，在地貌体内常见到侵蚀和堆积界面相互交接及其展布，构成地貌体内的切割叠置结构。根据这种结构关系可确定地貌形成的先后顺序，定出地貌相对年代。

(1) 地貌切割关系

当地壳抬升，外营力加强，流水侵蚀切割，地貌面被破坏，形成陡坡深谷，时代较早的原始地貌面的残留部分则形成较高的山顶面。沟谷的切割深度达到极限时，河流垂向侵蚀减弱乃至停止，侧方侵蚀加强，谷坡的坡度也随之减小，高度降低，支流更为发育，切割密度加大形成新的地貌面。根据地貌的切割关系，可以分辨不同地貌形成的顺序，定出地貌相对年龄。

断层活动切割地貌并使之错位而呈不连续状态，如断层长期活动并错断不同时代的地貌体，时代久远形成的地貌比时代新近形成的地貌错幅更大。如断层错断高阶地，而低阶地未被错断，则高阶地形成在断层发生之前，低阶地发生在断层活动之后。

通常切割型地貌多发生在地壳抬升区，不论是山顶面或阶地面，它们的时代都是从高到低而逐渐变新。

(2) 地貌叠置关系

在地壳下沉地区，不同成因的沉积物发生堆积，形成各种堆积地貌。它们层层相叠构成地貌叠置结构，可以通过叠置关系来确定各种不同地貌的时代。例如，时代已知的某一层的沉积物界于不同时代的两种堆积地貌之间，则可推断在已知年龄沉积层之上和之下的地貌相对时代。风成沉积物可以覆盖在不同时代和不同成因的地貌之上，根据风

成沉积物的时间序列，通过分析覆盖在不同时代地貌上的风成黄土的时代，可以确定地貌时代。例如黄土堆积与河流发育同时进行，不同时代的黄土将堆积在不同时代的河流阶地上，时代较老的高阶地上有早期黄土堆积，也有近期的黄土堆积，低阶地上只有近期黄土堆积。因此，通过黄土时代又可推算河流阶地形成时代。

2. 地貌形态分析法

地貌在演化过程中，其形态特征将随时间而发生变化。地貌形态分析，也可以确定地貌形成的年龄。

(1) 坡地分析

自然界的坡地有的是外营力侵蚀的岸坡、谷坡和山坡，有的是内营力作用形成的断层陡坎或断层崖。坡地形成后将随着时间推移其坡形不断变化，高度降低，坡度减小，坡形圆化，坡地后退。

坡地发育按两种方式进行。一种是坡地在演化过程中，坡地受剥蚀后退时，坡度不变，保持与原始坡地的坡度一致，称为平行后退。这种坡地多发育在干旱半干旱气候区，坡地上植被稀疏，基岩裸露或只有少量风化碎屑物。另一种坡地演化过程是随着坡顶被剥蚀而形成上凸形，坡麓堆积而变为下凹形，整个坡形逐渐圆化，坡度变缓，这种坡地多发于在湿润多雨地区，坡地上有大量风化碎屑物。

断层陡坎坡度取决于断层产状和发育阶段，陡坎的倾斜角度与断层的倾角一致，随着时间的推移，断层陡坎的坡面受剥蚀，坡地自由面的角度比原始断层的倾角要小，坡地高度也降低。测量断层陡坎的现今倾角和高度，并根据坡面后退的速率，可推算坡地形成的年龄。

精确重建断层陡坎的初始形态非常重要。一般情况下，正断层陡坎的坡度和倾向与断层倾角和倾斜方向一致，高度为断层垂直错距；而逆断层陡坎就要复杂得多，由于陡坎的快速崩塌，陡坎倾向与断层倾向相反，坡度也较大。

断层陡坎的剥蚀速率与岩性、气候和地形特征等因素有关，因而断层陡坎在剥蚀过程所反映的坡度减小和高度降低的后退速率是随地而异的，即使在同一气候条件相似的地区，后退速率也有较大差异。例如 1959 年美国蒙大拿州西黄石地震形成的断层陡坎，平均后退速率为 7～8 cm/a，内华达州中部 1915 年地震断层陡坎后退速率为 2 cm/a，而在 1954 年内华达州迪克西谷地震断层后退速率为 10 cm/a(Wallace，1977； 1980)。

此外，断层陡坎坡度减小的速率随时间增长而减缓，在陡坎形成初期，坡度角剥蚀速度较快，随着时间延长，坡度角剥蚀速度逐渐减缓，直至趋于稳定。阿尔金活动断裂带在 1.5 万年内断层陡坎坡度角的剥蚀速率从每千年剥蚀 5°降至每千年 2°(《阿尔金断裂带》，1992)。

因此，在根据断层陡坎坡度特征定年时，需要进行多因素的综合分析，再根据已知地貌年龄加以校正，可以确定地貌相对年龄。

(2) 冲沟裂点分析

断层活动在地面形成高差，上升盘受流水侵蚀便发育一些冲沟，它们以下降盘为侵蚀基准面，开始溯源侵蚀，并形成裂点。如冲沟中有多级裂点，每一裂点代表一次断层活动，测量裂点到断层之间的距离和求得溯源侵蚀速率后，便可推算断层活动年龄。

断层溯源侵蚀速率可根据错断的已知地质地貌体或古老建筑物的年龄来推算。例如，宁夏贺兰山山麓冲积扇上有一条绵延上百千米的活动断层，石嘴山附近的明长城被

断层错断，该地区长城建成后的数百年来只在1739年发生一次大地震(震中烈度达Ⅹ度)，这次地震形成的断层陡坎的上升盘数十条冲沟中都发育距断层5.0～5.5 m的最新一级裂点，根据裂点推算的溯源侵蚀速率为22.5 mm/a。

不同地区沟谷溯源侵蚀速度差别较大(表12-1)，这与冲沟发育过程的气候变化、组成地面物质的成分和胶结程度以及冲沟发育时间长短有关。

表12-1 中国西北地区冲沟溯源侵蚀速率(根据《阿尔金活动断裂带》等资料编)

测量地点	地震时间	地震震级	断层陡坎地面物质	裂点与断层陡坎距离(m)	裂点溯源侵蚀速率(mm/a)
新疆富蕴	1931	8.5	黏质砂土	1.6	30.2
青海托索湖	1937	7.5	全新世冲洪积砾石层	2.8	57.1
甘肃靖原	1920	8.5	现代冲积或坡洪积砂质粘土角砾	3.6	53.6
宁夏干盐池	1920	8.5	现代冲积或坡洪积砂质粘土角砾	1.9 2.15	28.3 32.1
宁夏贺兰山前	1739	8.5	晚更新世洪积砂砾石	5.5	22.3
新疆阿尔金断裂带					25.3(平均值)

3. 砾石风化作用法

时间是控制风化程度的重要因素，时间越长，风化程度越深，因此可以根据风化程度来确定地貌的相对年龄。

(1) 碎屑震速测量方法

地貌学家可以通过敲击出露的砾石的方法来确定地表的相对年龄。如果敲击砾石发出清脆的响声，砾石形成的时间较新；如果声音沉闷，砾石形成的时间较久远。用这种方法只能确定砾石沉积的先后顺序，不能确定地貌相对年龄。运用碎屑震速法可使这种方法能够确定地貌相对年龄(Crook,1986)。碎屑震速方法的原理是，暴露于地表的砾石经过各种风化作用将形成许多微小裂痕，这些裂痕的数量和深度控制砾石的震动波速。虽然测定砾石裂痕的密度非常困难，但是用微地震仪来测定砾石震动波速度很容易。对于每一个加速度仪和击锤之间的距离，可以测出震动波传播的时间，两者相除就得砾石的震动波速度。照此方法，可以得到同一地表多个砾石震动波速度。如果一个地貌面上的碎屑震动波速度比另一个地貌面的碎屑震动波速度小，则表明前者比后者老。该方法应用的前提是假设所选测的砾石的裂痕的形成速度一致，因此在实际操作时，最好选择岩性相同的砾石。像许多其他相对定年法一样，要从测量数据得到绝对年龄仍很困难，因为目前没有地震波在碎屑中的速度随年龄降低的定量理论基础，我们不知道地震波速度下降一半所需要的时间，这就需要用已知年龄的地貌面标定测量得到的数据，才可获得不同砾石形成的年龄。

(2) 砾石风化圈量计法

地貌面上的砾石随温度和湿度的变化而经历各种风化过程。在砾石表面，湿度和温度变化最大，风化是由砾石表面向内发展。长期的风化作用，砾石表层的矿物形成的风

化圈颜色明显不同于砾石内部颜色。风化圈的厚度是砾石遭受风化的时间的函数，因此风化圈厚度可以用来定年。但是风化圈的厚度还与岩性、降水、温度、埋藏深度以及早期风化圈的继承性等有关。岩石风化残余物形成后，减慢水分向岩石内的渗透速率，阻止未风化物质的离子扩散，随着残余物的增厚，风化速率也会减小(Colman and Pierce, 1980)。因此，在测量砾石风化圈时，需要选择合适的地点和寻找相同岩性砾石进行测量来减小误差。

统计风化圈厚度有两种方法。一种是将测量的--定数量砾石的风化圈厚度进行算术平均，得到砾石风化圈平均厚度值和厚度偏差值，根据厚度平均值估算地貌年龄，厚度偏差值用于估算测年误差。另一种是将测量的所有数据做成风化圈厚度与样品个数直方图，得到砾石风化圈的众数厚度，取其最大的众数厚度估算地貌年龄。根据甘肃河西走廊九个台梨园河河流阶地的砾石风化圈测量结果看，算术平均值和众数平均值所反映的砾石风化与时间关系有同一规律(表 12-2)。

表 12-2 甘肃裕固县梨园河河流阶地砾石风化圈特征值(mm)

	T7	T6	T5	T4
最小厚度	2.0	2.0	1.5	0.5
最大厚度	6.0	6.0	5.0	1.5
平均厚度	4.10	3.18	2.52	1.0
众数厚度	4.0	3.0	2.5	1.0

由于温度和湿度的差异，不同地区建立的砾石风化圈厚度和时间的关系有所不同。根据不同地区砾石风化圈与时间关系式(表 12-3)和曲线图(图 12-1)分析，海洋性气候区比大陆性气候区的砾石风化速度要快得多，而不同地点大陆性气候区的砾石风化速度大致相等。

表 12-3 不同地区砾石风化圈厚度与时间关系式

地点	气候区	砾石风化圈厚度(d/mm)与时间(t/ka)关系式	年龄标定	资料来源
捷克玻西米亚	大陆性温带阔叶林气候区	$d=4.64\log(1+0.01t)$	钾氩年龄	Cernohouz and Solc, 1966
美国西部高原山地	大陆性半干旱气候区	$d=\log(0.73+0.0038t)$	土壤发育年龄	Colman and Pierce, 1980
新西兰	温带海洋性阔叶林气候区	$t=1030d^{1.24}$	^{14}C 年龄	Chinn, 1981
中国广东	热带亚热带湿润季风气候区	$t=1485d^{1.13}$		程绍平，1988
中国华北(大同、张家口、集宁、卓资)	温带干旱半干旱大陆性气候区	$t=16396d^{7.06}$		程绍平，1991
甘肃河西走廊	温带大陆性气候区	$t=79.43d_1^{1.33}$ $t=101.9d_2^{1.05}$ d_1 为众数厚度 d_2 为平均厚度	热释光年龄	李保俊等，1996

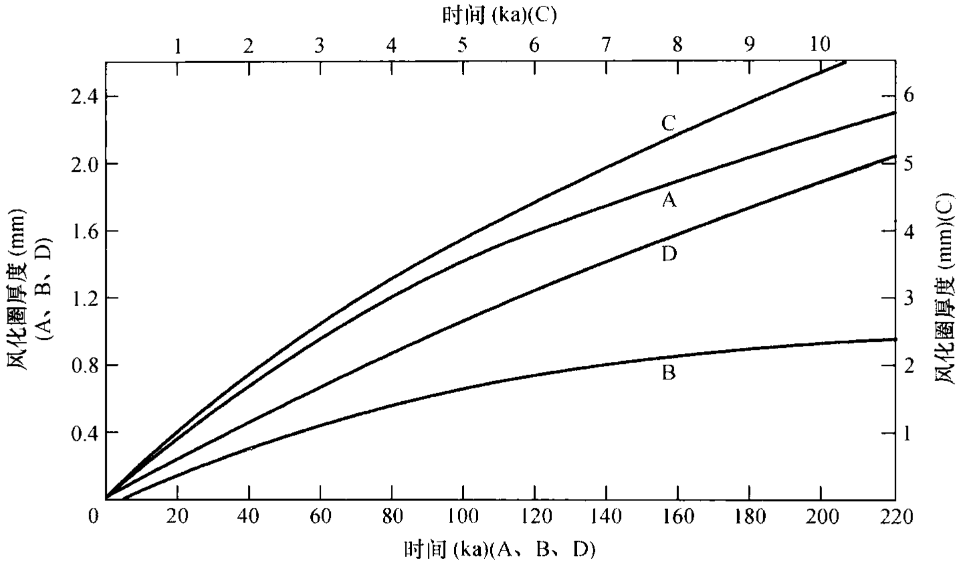


图 12-1 不同地区砾石风化圈厚度与时间关系曲线(根据 Colman, 1981 补充)。
A. 捷克玻西米亚(Cernohouz and Solc, 1966);B. 美国黄石西部(Colman and Pierce, 1980);C. 新西兰(Chinn,1981);D. 中国甘肃河西走廊中段(李保俊等,1996)

4. 土壤法

地貌学中常常根据土壤发育程度可以用来确定地貌面的相对年龄。土壤的矿物成分决定土壤颜色,通常是土壤发育年龄的最好指标,加上土壤中的碳酸盐、黏土和铁的含量分析,对年龄的确定就更有说服力。在一系列具有相近母质的地貌面上,量化土壤成熟度的指标,包括土壤黏土含量、颜色和结构等,则可反映土壤发育的年龄。

在干旱区,雨水溶解母质中碳酸钙,由于毛细管蒸发,使土壤中的碳酸钙随着土壤水分向地表迁移。当土壤水中含有超饱和的碳酸钙,如果 CO_2 成分下降或土壤升温,碳酸钙的溶解度降低,就容易形成沉淀。土壤中碳酸钙的总量可以作为地貌面相对年龄的指标。根据砾石底部碳酸盐壳厚度可以估计地貌面的年龄。砾石底部碳酸钙壳的增长速率在近几万年有 2～3 倍的变化,在过去 20 ka 的平均增长速率约为 0.065 mm/ka,年龄超过 100 ka 的砾石通常有 10 mm 厚的碳酸盐壳。

黄土主要是风力作用堆积的土状堆积物,由于环境变化,气候由干燥转为湿润,黄土的堆积作用减缓或停止,黄土表层在水、大气和生物作用下发育土壤。气候的交替变化,黄土剖面中形成多层古土壤,构成第四纪黄土-古土壤堆积序列。通过黄土地层中的古地磁、^{14}C 和释光等测年学研究,可以确定各层黄土-古土壤年龄值。我国黄土高原洛川剖面的黄土-古土壤的时间序列已进行详细研究(表 12-4),可作为黄土高原地层和地貌发育年代的标志。

表 12-4 黄土-古土壤的时间序列(根据刘东生,1985)

层序	底界年龄(万年)	层序	底界年龄(万年)
S0	1	S17	
L1		L18	
S1	14	S18	
L2		L19	
S2	25	S19	
L3		L20	
S3	33	S20	
L4		L21	
S4	41	S21	
L5		L22	
S5	56	S22	
L6		L23	
S6	66	S23	148
L7		L24	
S7	72	S24	170
L8		L25	
S8	77	S25	
L9		L26	
S9	90	S26	200
L10		L27	
S10		S27	
L11		L28	
S11	97	S28	
L12		L29	
S12		S29	
L13		L30	
S13		S30	
L14		L31	
S14	109	S31	222
L15		L32	
S15		S32	
L16		L33	259
S16		红土	
L17			

第二节 绝对定年方法

大多数绝对定年方法都依赖于像钟表一样按一定速率发生的过程。时钟的记录可能是生物的，如树木年轮，或者是地质的，如纹层，而多数情况下是依赖于原子时钟或宇宙时钟，或者两者兼有。

一些原子（父原子）自发地衰变成其他原子（子原子），同时产生其他一些相关核素和能量，称之为放射性衰变。如果父原子衰变的概率越小，从父原子衰变为原来一半所经历的时间——半衰期就越长。这个过程可以用微分方程表示：

$$dN/dt = -\lambda N$$

这里 N 是父原子数量，dN/dt 为衰变速率，λ 为衰变常数，代表原子随即衰变的可能性。上述方程的解为一个指数方程：

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

这里的 N_0 表示父原子在 0 时刻的量。很容易看出，从 N_0 衰变到 N_0/e 需要时间为 $1/\lambda$。半衰期 $t_{1/2} = [-\ln(1/2)/\lambda]$，即 $0.693/\lambda$。表 12-5 列出了一些常用的放射性同位素的半衰期及其衰变常数。测量原子同位素的累积量或父原子和子原子的比率比测量父原子更容易和更有意义。

表 12-5 常用放射性同位素的半衰期和测年范围

同位素	半衰期(年)	测年范围(年)	测试样品
^{14}C	5735	$0\sim4.5\times10^4$	含碳沉积、碳屑
^{40}K	1.2×10^8	$>1\times10^6$	岩浆岩
^{10}Be	1.5×10^6	$1\times10^3\sim1\times10^6$	石英
^{26}Al	7×10^5	$1\times10^3\sim1\times10^6$	石英
^{36}Cl	3×10^5	$1\times10^3\sim5\times10^5$	全岩
^{238}U	4.51×10^9		
^{235}U	7.13×10^8		
^{234}U	2.5×10^5	$5\times10^4\sim1\times10^6$	珊瑚、碳酸岩、贝壳
^{231}Pa	3.24×10^4	$5\times10^3\sim1.5\times10^5$	海相黏土，骨化石，贝壳，锰结核
^{230}Th	7.52×10^4	$3\times10^3\sim4\times10^5$	海相黏土，骨化石，贝壳，锰结核
^{210}Pb	22.3	<150	淤泥

1. 放射性碳同位素法

在 20 世纪中期将放射性碳同位素（^{14}C）用来测年（Libby，1955），该技术现已成为第四纪年代学中一个很重要的测年方法，大量应用于考古和第四纪沉积物的测年（Taylor，1987；Walker，2005；Ramsey，2008）。

^{14}C 是碳的三种同位素中的放射性核素，碳的三种同位素分别为 ^{12}C，^{13}C 和 ^{14}C，它们在大气中的比例一般比较稳定，分别是 98.9%、1.1%和 1.17×10^{-10}%。高空大气层中的宇宙射线热中子与氮（^{14}N）发生反应生成 ^{14}C，并很快与氧结合生成二氧化碳（$^{14}CO_2$），$^{14}CO_2$

很快与其他非放射性 CO_2 混合，通过这种方式使 ^{14}C 成为全球碳循环的一部分。植物通过光合作用吸收部分 ^{14}C，而动物通过消化植物间接吸收 ^{14}C，从而整个生物圈都含有 ^{14}C。大气中 95%以上的 ^{14}C 被海洋吸收，这使得生活在海洋中的有机体如珊瑚和软体动物等在它们活着的时候都吸收了 ^{14}C。从而大气圈、生物圈和海洋构成了一个“全球碳库”或“碳交换库”。尽管 ^{14}C 在陆地生物圈和海洋中不断地发生放射性衰变，但同时又可以从大气中得到补充，在动植物组织中的碳与大气中的碳可以达到同位素平衡，也就是 ^{14}C 与其他两个稳定同位素的比例在动植物中和在大气中是相同的，而且该比例在历史上大致是恒定不变的。

当有机体死亡后，其中的碳与碳库中的碳不再发生交换，也就是动植物中的 ^{14}C 从此与大气隔离，大气中的 ^{14}C 不再补充进来。从此，“放射性碳时钟”开始计时，^{14}C 由于放射性衰变以一恒定的速率减少。因此，只要测量样品中剩余的 ^{14}C 含量，并和标准物质中的 ^{14}C 比较，就能计算出有机体（样品）的死亡时间，该时间就是样品的 ^{14}C 年龄。为了利用放射性衰变公式计算样品的 ^{14}C 年龄，需要知道 ^{14}C 的半衰期，它的半衰期为 5730 年。由于放射性是按指数衰变的，所以，样品中 ^{14}C 测量的下限一般为 8 个半衰期后的活度，相当于测量年龄的上限约为 4.5 万年。

^{14}C 测年的主要物质为树木、植物残体、碳屑、泥炭、有机湖相沉积物、贝壳、珊瑚、骨头和土壤等。样品中的 ^{14}C 的活度测量有常规法和加速器质谱法（accelerator mass spectrometry，简称 AMS）。常规法通过测量样品中 ^{14}C 的 β 衰变数（β 计数）来推断样品中相对现代标准的 ^{14}C 活度，而 AMS 法测量样品中的相对 ^{14}C 原子数。AMS 法相对常规 β 计数法，样品量少，测试效率高。常规 β 计数法一般需要 1～2 克纯碳样量，一个样品测试时间为数天甚至数周。AMS 方法一般只要 1 毫克，甚至更少的样品量，测量时间一般也只要几个小时，AMS 方法可以对一些样量小的样品如一片树片、一颗种子、孢粉颗粒等进行测年。因而近年 AMS 方法得到了普遍的应用。

在 ^{14}C 测年中，一般假设在大气圈、生物圈和水圈中的 $^{14}C/^{12}C$ 比值是一个常量，不随时间变化；高空大气层中产生的 ^{14}C 能够很快和完全地均匀分布在整个全球碳库中；有机体中三个碳同位素之间的比值，除了因 ^{14}C 衰变引起其变化外，在生物死亡前后都不会改变。实际上，这些假设并不能完全满足，比如，在大气中的 ^{14}C 产出率就有长期和短期的变化，其原因主要是地球磁场或太阳活动强度变化引起的宇宙射线通量波动。因而，^{14}C 测出的年龄通常叫 ^{14}C 年龄，一般表示为测年事件到现在（公元 1950 年）的时间，如 2 kaB. P.，表示测年事件到 1950 年是 2000 年。由于大气中的 $^{14}C/^{12}C$ 比值的变化，测量得到的 ^{14}C 年龄并不是样品的“真实年龄”或日历年龄，因此，测量得到的 ^{14}C 年龄需要校正。校正的方法是与其他测年方法得到的年龄如树轮年龄，铀系年龄等进行对比，得到校正曲线，然后通过校正曲线得出样品的日历年龄，该年龄称为校正后的 ^{14}C 年龄，表示如 10.5±0.5 cal. kaB. P.，或日历年龄如 200～230 cal. BC（公元前）或 300～320 cal. AD（公元后），其中的数据区间表示测量精度，目前可校对的 ^{14}C 年龄可达 5 万年（如 Fairbank et al.，2005）。另外，样品中的碳也会受到外界的污染，所谓的“碳库效应”就是样品受到了“老碳”的影响，从而使测量出来的年龄偏老。应用 ^{14}C 测量地貌年龄时，一定要注意测年样品 ^{14}C 的年龄与所要测量事件之间的关系，这样才能根据 ^{14}C 年龄正确地解释有关地貌

过程。

Yi C. L. 等(2004)对天山乌鲁木齐河源地区晚第四纪冰川羊背石和冰碛碎屑上的钙膜以及冰碛物基质中的方解石矿物进行了^{14}C的AMS测年,表明方解石中的无机钙沉积与冰碛物的堆积是同时的,因而这些碳酸盐可以用来测量这些冰碛物形成年代。望峰道班附近冰碛物测量年代为19~23 ka,是末次盛冰期形成的,发育时代和全球一致。

2. 钾-氩法和氩-氩法

20世纪60年代发展起来的钾-氩法或氩-氩法是最常用的放射性测年方法之一,主要用来测量火成岩的形成年代。钾有三种同位素:^{39}K、^{40}K和^{41}K,它们在自然界中的比例分别是:92.23%、0.001 18%和6.73%。^{39}K和^{41}K是稳定同位素;^{40}K是放射性同位素,放射性衰变为稳定同位素^{40}Ca和惰性气体^{40}Ar。尽管近90%的^{40}K衰变为^{40}Ca,但由于自然界中^{40}Ca很丰富,放射性产生的^{40}Ca是相对很少的,实验室中不能单独测量出放射性产生的^{40}Ca,而样品中的^{40}Ar在实验室中是可以测量的。所以,可以利用$^{40}K/^{40}Ar$来测年。^{40}K的半衰期是12.5亿年,所以,$^{40}K/^{40}Ar$法可以测量地球上最老的样品,在第四纪年代范围内,可测量10万年以上的样品,但测量年轻样品时,误差相对较大,因而没有太多的实用价值。在$^{40}K/^{40}Ar$测年技术的基础上发展了氩-氩($^{40}Ar/^{39}Ar$)测年技术,它可以测量相对年轻的样品和提供更高的测量精度(Richards and Smart, 1991; McDougall and Harrison, 1999)。

$^{40}K/^{40}Ar$测年技术的基本原理相对简单,如火山熔岩在熔融状态时,其中由^{40}K放射性衰变而积累的^{40}Ar就会全部逸出,当岩石或矿物冷却时,由^{40}K放射衰变产生的^{40}Ar就开始保存在其中而不逸出,同时放射性时钟开始计时,^{40}Ar的含量随时间增长而增加。测年时,在实验室对一部分样品加热到其熔点使^{40}Ar气体全部逸出,并用质谱仪测量;另一部分样品用来测量^{40}K的含量。根据^{40}K和放射成因^{40}Ar的比值,就可以算出样品的年龄。

在$^{40}K/^{40}Ar$法中,^{40}K和^{40}Ar的测量分别使用了不同的小样,如果样品不均匀,就会导致计算出的年龄出现偏差。为此发展了氩-氩($^{40}Ar/^{39}Ar$)测年技术,使所有的测量都在同一个小样上进行。^{40}Ar的测量与$^{40}K/^{40}Ar$法中的一样,但^{40}K是间接通过氩同位素来测量。将样品放入核反应堆中进行辐照,使其中部分^{39}K稳定同位素转换为^{39}Ar同位素,因此,^{39}Ar的含量就与^{39}K成正比,而^{39}K的含量与^{40}K成正比,所以^{39}Ar也就与^{40}K成正比。因此,一次质谱测量就可以得到样品的$^{40}K/^{40}Ar$比值,从而算出样品的年龄。

在钾-氩法和氩-氩测年技术中,要求样品如火山岩在冷却后到取样测量时的时期内,其中的氩没有发生逸出,也就是说,测年岩石或矿物对氩气应该是一个封闭体系。如果岩石或矿物发生了风化作用,或者后期又被加热过,其中的氩气就可能逸出,导致测量出的年代偏年轻。这就要求取样时,要特别注意选取新鲜样品。另外,如果样品中有大气中的^{40}Ar混入,或者在熔融状态时,其中的^{40}Ar没有完全排除干净,会引起测量的年代偏老。例如,早期用$^{40}K/^{39}Ar$对美国大峡谷中的玄武岩测年后认为下切到现在深度的时间是>1.2 Ma,而Karlstrom等(2007)用$^{40}Ar/^{39}Ar$测年后认为下切时间应该<723 ka,主要集中在606 ka、534 ka、348 ka、192 ka和102 ka,并据此年代数据计算了峡谷的下切速率和有关断裂的位移速率。

(3) 铀系法

铀系测年是根据测量^{238}U和^{235}U衰变系列中的不平衡的一系列测年方法，所以又称铀系不平衡法。该方法现已成为在第四纪科学中应用最广泛和测年精度最高的测年方法之一(Ivanovich and Latham，1992；Ku，2000；Latham，2001；Pike and Pettitt，2003;Grün，2006)。

自然界中铀元素有两个放射性衰变系列:^{238}U系列和^{235}U系列，它们的母体^{238}U和^{235}U的自然丰度分别为99.2%和0.72%。^{238}U经过8个α和一些β衰变，最后形成稳定同位素^{206}Pb，^{235}U通过7个α和几个β衰变后形成稳定同位素^{207}Pb。当放射性衰变系列处于平衡状态时，在一定时间内，该衰变系列中已衰变的母体同位素(^{238}U和^{235}U)的原子数和由衰变生成的各个子体(中间核素和最终的^{206}Pb或^{207}Pb)的原子数是相同的。由于U和Th(钍，Th的部分同位素是^{238}U和^{235}U的衰变子体)与Pa(镤，^{234}Pa和^{231}Pa分别是^{238}U和^{235}U的衰变子体)的地球化学性质不同，氧化态的U(U^{6+})是水溶性的，而Th和Pa实际上是不溶入水的。因而，天然水体中有微量的U，但基本上没有Th和Pa。当矿物质从水体中沉淀形成矿物如次生碳酸盐(如钟乳石、钙华、贝壳和珊瑚等)，这些次生矿物中就含有U，而没有Th和Pa，所以，衰变系列中的^{230}Th/^{234}U的活度(单位时间内的放射性衰变次数)比值和^{235}U衰变系列中的^{231}Pa/^{235}U的活度比值在矿物形成时是零，在矿物形成后已进入矿物中的^{238}U和^{235}U开始放射性衰变，产生的子体就开始在矿物中聚集，慢慢就会达到各自的放射性长期平衡，平衡时，各衰变系列中的所有核素(中间核素的半衰期长短不一，均远小于母体的半衰期)的活度相互之间的比值为1。也就是说，矿物在形成时其中没有子体核素如^{230}Th，随后，由于母体如^{238}U的衰变，子体核素的活度随时间增加，并最后与母体核素达到平衡。测年时，测量样品中的^{230}Th/^{234}U或^{231}Pa/^{235}U的活度比值，通过铀系不平衡的有关公式就可以计算出样品的铀系年龄。在测年中，一般认为经过子体的大约7个半衰期，就可达到放射性平衡。子体^{230}Th和^{231}Pa的半衰期分别为75 690±230和32 713±110年，因而其测量上限分别大约为50或20万年。如果利用铀系中的短寿命核素如^{226}Ra(半衰期为1300年)和^{210}Pb(22.3年)就只能测量很短的时间。自然界中另外一个衰变系列是^{232}Th，它经过6个α衰变后形成稳定同位系^{208}Pb。由于该衰变系列的中间核素的半衰期都非常短，因而不能利用不平衡现象来进行测年，但样品中^{232}Th可以用来分析样品污染的程度。铀系测年中，同位素的测量以前是通过放射性测量如α能谱测量，或γ能谱测量。但现在多用热电离质谱法(TIMS)测量，尤其是最近发展的激光消融感应等离子体质谱分析(LA-ICP-MS)。它们如同AMS法，测量核素的原子数量，因而其测量精度相对放射性测量有很大的提高，而且可以测量更老的样品。例如，Sharp等(2003)用该方法对美国怀俄明州温德河(Wind River)的河流阶地上的土壤碳酸盐U进行了定年，该河流阶地的成因与冰期和间冰期周期变化有关，野外分出了15级阶地(从新到老分别是WR-1到WR-15)，用铀系法测量出WR-2，WR-3和WR-4阶地的年代分别为55±8.6 ka，150±8.3 ka和167±6.4 ka，并据此计算出了河流的下切速率。

(4) 释光定年

自Huntley等在1985提出光释光测年技术以来(Huntley et al.，1985)，释光技术

已得到了很大的发展，并已广泛应用于第四纪沉积物定年(如 Aitken, 1998; Wintle, 2008; Tsukamoto et al., 2009)，尤其是对没有合适放射性碳测年物质或年代超出其测年范围的沉积物，释光测年技术就是一种非常必要的测年方法。

矿物晶体一般都有某种晶格缺陷，这种缺陷导致了晶格中次稳定态(陷阱)的形成。当晶体吸收外来能量时，如处在放射性辐照环境中，某些处于稳定态的电子吸收能量后被驱赶到陷阱附近并被其俘获，这些被俘获的电子，有的在陷阱中贮藏很长时间，在环境温度下可达数百万年。当晶体再次接受外来能量时，如加热或光照，俘获在陷阱中的电子被释放，并主要以热的方式失去其贮藏的能量；有些电子则在晶格中某些地方(复合中心)被复合，如果该复合中心是发光型的，这些电子将以光子的形式失去能量，这种由晶体中发出的光就叫释光。如果是热激发，就叫热释光(thermo luminescence, 简称 TL)；如果是光激发，就叫光释光(optically stimulated luminescence, 简称 OSL)。释光的强度与电子贮存的能量成正比，而贮存的能量取决于其吸收的电离辐射能量，即释光的强度与样品接受放射性辐照的时间成正比，故可利用释光的强度来推算矿物接受放射性辐照的时间，也就是样品的埋藏时间。

对沉积物测年样品，一般假设在测年事件前其积累的释光信号已因加热或搬运和沉积过程中曝光而晒退回零，或减少到很低水平，只残留一些不可晒退的组分，样品的“释光时钟”回到零点，这一过程称为释光信号的晒退。随后，样品被覆盖并受到环境中的放射性辐照，释光信号重新以恒定的速度积累，直到取样和实验室测量，这些积累的信号称为样品的自然光释光信号，测量其强度并和实验室放射性辐照产生的释光强度进行比较，得出样品最后一次加热或曝光(测年事件)以来吸收的放射性剂量，这种剂量称为等效剂量或古剂量(单位为 Gy)，每年吸收的剂量称为剂量率或年剂量(单位是 μGy/a 或 Gy/ka)。等效剂量值除以样品的剂量率即为样品的埋藏时间：释光年龄＝等效剂量/年剂量(剂量率)。

释光测年使用的物质通常为沉积物中的石英颗粒或钾长石颗粒，这些矿物颗粒的等效剂量在实验室可由比较自然释光信号与实验室辐照产生的释光信号的强度获得，实验室辐照的放射源通常是已标定 β 源^{90}Sr/^{90}Y。这种比较一般通过剂量-释光响应曲线(称为生长曲线)来实现。这种比较的方法(测量方法)有附加剂量法、再生剂量法等。或者根据测量矿物颗粒大小，分为细颗粒技术和粗颗粒技术；或者根据样品量的多少，分为多片技术和单片技术，如果只用一个颗粒，就叫单颗粒技术。如果是通过热释光信号得到的等效剂量，并由此计算出的年龄就叫样品的热释光年龄，如果是光释光信号得到的，就叫光释光年龄。目前，沉积物的等效剂量测量，一般用光释光技术。相对于热释光技术，光释光技术最大的优势就是光释光信号仅来自对光敏感的电子陷阱，沉积物在搬运和沉积过程中，光释光信号的晒退比热释光既快速又彻底，相对容易晒退回零，而热释光信号由于不易被阳光晒退回零，导致沉积物的热释光的年龄通常比样品的实际埋藏年龄偏大。

样品的剂量率主要取决于沉积物中放射性核素的含量，它可通过元素分析或放射性测量得到。此外，宇宙射线对剂量率也有贡献，而样品的水分则影响样品对辐射能量的吸收。根据样品中铀、钍和钾的含量，宇宙射线剂量率和样品的含水率，再结合测量样品

的颗粒大小，利用有关参数就可计算出测量样品的有效剂量率。

释光测年的年龄范围主要取决于测年矿物捕获电子的能力、捕获电子在陷阱中的寿命和环境放射性辐射剂量水平。理论上，释光测年的上限可为百万年以上，但实际测年范围在很大程度上取决于样品中的放射性元素含量。目前报道的沉积物光释光年龄值最小的仅几年，最大的数十万年。

Zhang 等(2009)利用该方法对山西河曲地区的黄河阶地进行了定年，该河段只发育4级阶地，测量样品为阶地上面的河流和风成堆积物，共得到了20个光释光年代数据，利用这些光释光年代数据，分析了黄河在该地区下切和堆积的演化序列，四级阶地形成的时间分别是3.4～10 ka，20～25 ka，30 ka 和 90 ka。

(5) 宇宙成因核素法

在 Libby 提出宇宙成因核素之一的^{14}C测年后，就有人提出宇宙射线与地表岩石矿物可发生反应生成放射性核素，并且可以将这一现象应用到地学研究上(Davis and Schaffer, 1955)。但直到20世纪80年代，加速器质谱(AMS)测量技术的发展才使得我们能够测量这些岩石矿物中含量非常低的宇宙成因核素，该技术才真正开始作为一个常规的测年方法，并越来越多地应用到第四纪研究中。该方法可以测量数千到数百万年内的岩石表面暴露年龄、沉积物的埋藏年龄，也可以提供这一时间尺度内地貌演化如剥蚀速率等有关信息，该技术现已成为第四纪科学中的一个重要研究方法(Cerling and Craig, 1994; Gosse and Phillips, 2001; Granger and Muzikar, 2001; Cockburn and Summerfield, 2004.; Balco et al., 2008.)

地球一直处于宇宙射线的不断轰击之中，其中一些宇宙射线粒子与地球近地表物质如岩石中的一些核素发生反应，生成一些新的核素，即宇宙成因核素如^{3}He, ^{10}Be, ^{14}C, ^{21}Ne, ^{26}Al, ^{36}Cl等。宇宙射线的强度随地表深度增加急剧衰减，因而这些核素的生成仅局限在地球表面几米深度的范围内。地表岩石中这些原地生成的宇宙成因核素的浓度就与岩石暴露在宇宙射线下的时间长短有关，暴露的时间越长，岩石表面样品中的这些核素的丰度就越高，因而，可以利用这一规律来记录岩石的暴露历史。只要测量岩石中这些宇宙成因核素的浓度，根据核素生成速率和由于岩石表面剥蚀和放射性衰变(对放射性核素)而引起的损失量的有关函数(各种物理模型)，就可以计算出岩石的暴露年龄，测量的年龄范围从几百年到数百万年。

在各种物理模型中，最简单和应用最广泛的模型是假设测量样品突然从地下暴露出来，样品在暴露以前位于一定深度，以致样品中没有以前生成的宇宙成因核素，样品暴露后，开始受宇宙射线辐照，在其中不断生成并积累宇宙成因核素，放射性核素最终会在生成与放射性衰变之间达到浓度上的平衡，而且样品没有遭受后期的剥蚀和再埋藏。在该模型中，测量的是样品的表面“暴露事件”年龄。大多数情况下，样品是逐渐出露并不断被剥蚀，而不是一个突然的“暴露事件”，在这种情况下，其中的宇宙成因核素一方面以一恒定的速率不断地生成，另一方面又因为地表连续剥蚀和放射性衰减(对放射性核素)而不断地减少，假设在该样品中宇宙成因核素的浓度在其生成、衰减和地表剥蚀之间达到一个长期的平衡，宇宙成因核素的浓度就可以用来估算剥蚀速率。宇宙成因核素也可以用来估算样品的埋藏年龄。假设一块岩石在宇宙射线下暴露了足够长的时间，在其中生

成了各种宇宙成因核素，然后它进入洞穴或被数米厚的沉积物掩埋，不再生成新的宇宙成因核素，同时其中已有的放射性宇宙成因核素将按各自的衰变速率进行衰变，通过测量至少两个放射性核素如^{10}Be和^{26}Al的浓度，就可以计算出样品的埋藏时间。

由于宇宙成因核素测年的各种物理模型中有许多假设，实际上，测年样品并不能完全满足这些假设条件，因而会引起一些误差。① 测年时假设样品在以前的暴露事件中生成的核素没有遗留到现在要测量的暴露事件中，也就是说“暴露时钟”完全回到零点。事实上并不完全如此，比如河流中的砾石。② 测年时假设岩石自暴露以来，其表面没有遭受过风化或剥蚀，对有的沉积物如冰碛物并不能保证它们暴露后没有剥蚀。如果样品表面被雪或沉积物覆盖阻挡了宇宙射线辐照，也会使年龄低估。③ 测年的岩石表面物质应该是一个封闭体系，没有核素的丢失或污染。④ 测量的表面必须有足够长的暴露时间，使其能生成足够的可以测量的宇宙成因核素数量或浓度，如果时间不长，放射性核素的浓度也不会达到平衡。⑤ 准确估算岩石表面宇宙成因核素的生成速率也非常重要，包括取样位置的海拔高度、经纬度，样品离地表的深度和宇宙射线的屏蔽情况等因素都对此有影响，还有一个重要的因素是历史上的宇宙射线的强度也有波动。⑥ 样品中存在一些非宇宙成因核素，如^{36}Cl也可以是在陆地岩石中由^{35}Cl经中子活化产生，或者是样品吸附了在大气中形成的宇宙成因核素，而不是地表岩石中原地由宇宙射线轰击样品生成的。

Hancock 等人利用^{10}Be和^{26}Al法对美国怀俄明州温德河（Wind River）的河流阶地进行了定年，得出了 WR-3 阶地的年代为 118～125 ka，WR-7 为 140～300 ka，最高的 WR-15 阶地为 430～510 ka。

（6）裂变径迹法

裂变径迹法不需要复杂的测试技术和仪器设备，样品用量小，可少至微克量级，而可测定的矿物种类多达十余种，测年范围由数十年至数亿年甚至更老，灵敏度高。这种方法尤其适用于年轻样品的测定。

重带电粒子通过绝缘固体时，沿其轨迹与周围物质相互作用而丢失能量，造成物质辐射损伤，这种遗留下来的辐射损伤就是径迹。如果损伤是由核裂变造成的，则称裂变径迹。矿物中含有微量铀，不断产生出裂变径迹，裂变径迹的数目同矿物的铀含量、矿物形成后所经历的时间有关。如果得知裂变衰变常数、矿物的铀含量，则根据裂变径迹密度即可求得该矿物的裂变径迹年龄。公式如下：

$$t = (1/\lambda_d)\ln((\lambda_d\rho_s)/\lambda_f g_r N_0 C_{238} f) + 1)$$

式中，t 为所求裂变径迹年龄；λ_d为^{238}U的总衰变常数（1.55×10^{-10}/年）；λ_f为^{238}U的自发裂变衰变常数；ρ_s为自发裂变径迹密度（径迹数目/平方厘米）；N_0为样品中每立方厘米内铀原子的数目；C_{238}为^{238}U同位素的相对丰度；f 为产率系数（与径迹长度、刻蚀条件有关）；g_r 为几何参数，表示了径迹刻蚀面能记录径迹的几何特征，如果刻蚀面在矿物内部，$g_r=2$。

在求年龄小于 5×10^8年的样品时，上式可简化为

$$T = (\rho_s n\delta_f I)/(\rho_i\lambda_f)$$

式中，n 为热中子剂量；ρ_i为诱发裂变径迹密度；δ_f为热中子截面（$\delta_f=580\times10^{-24}\mathrm{cm}^2$）；$I$ 为铀的同位素比（$I=C_{235}/C_{238}=7.252\times10^{-3}$）。式中的 n、δ_f、I 为已知数；λ_f有争议，目

前常用的是 $\lambda_f=6.85\times10^{-17}$。$\rho_s$、$\rho_i$ 可通过显微镜计数测定。

实验室中用常规的选矿方法选出单矿物。然后将选用的矿物用环氧树脂粘在载玻片上，经过磨平，抛光，去掉表面层的 20μm 左右的厚度，以揭示矿物光滑的表面，再按不同矿物所需的刻蚀条件进行刻蚀。刻蚀就是在化学溶剂（刻蚀剂）的作用下，使辐射损伤区显现出可供观察的径迹形态。在制备诱发裂变径迹的样品时，首先应该将样品加热退火以便消除所有的自发裂变径迹，然后将样品放在中子反应中，采用适宜的热中子流进行照射，照射后的样品再按上述方法制成薄片。样品制备完毕即可在 400 倍、600 倍或更高放大率的光学显微镜下进行径迹形态的几何测定和分析研究。

适合作裂变径迹测量分析的矿物有十几种，包括锆石、白云母、黑云母、磷灰石、绿帘石、褐帘石、独居五、石榴石、角闪石、方解石、锑铝矿等。此外对长石类、辉石类和橄榄石等矿物也可进行裂变径迹测定。

对于封闭状态，其后又未经热退火作用的系统，用裂变径迹测得的年龄代表了该系统处于封闭状态以来的时间，即矿物形成后，温度降到退火温度以下直到现在的矿物年龄，称为该系统的封闭年龄或"真年龄"。如果系统受到其他因素的干扰，例如发生过某种热事件，铀发生迁移等，因而破坏了该系统的封闭性，所测得的年龄就不代表该矿物的形成年龄。研究表明，在所有的干扰因素中，主要是由于热事件引起裂变径迹年龄"失真"而偏低。不仅需要知道热事件的年代，更需要知道所测矿物的形成年龄，因此需要进行年龄校正工作。亦即通过对自发裂变径迹和诱发裂变径迹的长度和直径进行测定，作出频数分布直方图以及长度或直径缩小率和径迹密度变化的关系曲线图来校正年龄。

在矿物中常有非放射成因或机械损伤的坑及错位等缺陷，有时易与裂变径迹混淆，可以根据以下特点和其他成因的伤损区分：① 裂变径迹取向杂乱，没有优势方向；② 当裂变径迹是直线状时，长度不大（典型长度为 5～20μm）；③ 当裂变径迹呈各种形式的刻蚀坑时，它们的排列是无规则的；④ 以适当的温度加热，裂变径迹会愈合甚至消失；⑤ 裂变径迹具有一定的形态和边界轮廓。

海南岛文昌县一带，30～50 m 高的海成阶地有棕红色细砂组成，根据其中的玻璃陨石（雷公墨）的测定和校正后，裂变径迹年龄为 0.6～0.7 Ma（表 12-6）。

表 12-6 海南岛玻璃陨石（雷公墨）的测定和校正的裂变径迹年龄（根据严正等，1979）

编号	测定年龄（10^6 年）	平均直径缩小率（%）	粒径直径降低率（%）	校正年龄（10^6 年）
T001	0.687±0.064	100	100	0.687
T002	0.601±0.065	84	63	0.728
T003	0.527±0.058	90	75	0.703
T004	0.733±0.080	100	100	0.733

裂变径迹法除用来测定矿物年龄外，还广泛地应用于其他领域。例如太空样品和宇宙射线研究，地球化学和地壳构造运动研究。在地质测年应用中，它还可以获知某一地区在地质历史时期热事件的发展过程，温度变化的范围和变化的空间规律，因此有人称它为裂变径迹温度计。

第三节 其他定年法

（1）古地磁法

利用保存在岩石或古物中的原生剩余磁性，研究地质时期地磁场的方向、强度磁极位置及其演化历史的学科叫古地磁学，具体的测定方法即古地磁法。

地球是一个磁性体，和任何磁性体一样，在地球周围也会形成一个磁场，它主要是由于地球内部深层物质的运动引起的，称为基本磁场。地球的基本磁场是在不断地运动着的。在多种的变化中有一种变化是整个地磁场的方向发生了几乎相差 180 度的倒转，即原来的北磁极变为南磁极，原来的南磁极变为北磁极。经过一段时期这种极性倒转过程又会再次发生。它们的周期可为两种，一种叫作极性时期，其持续时间一般为 10^5 ～10^6 年；另一种是发生在极性时期中的极性事件，一般持续时间为 10^4 ～10^5 年。研究表明，地磁场极性倒转的变化，具有同时性和全球性。含有铁磁性矿物的岩石，它们在形成过程中受到地磁场的作用而被磁化。岩石的原生剩余磁性的方向反映了岩石生成时期的地球磁场方向，因此通过对各种岩石剩余磁性的测量可以追索地磁场变化的历史，研究有关的地质现象。

古地磁测年除要求在野外采制加工符合规格的样品外，在实验室的工作主要是测量样品的天然剩余磁性，进行剩余磁性的稳定性检验，把样品退磁或对样品加热处理以去掉剩余磁性的次生组分，测定样品的原生剩余磁场。然后按编排好的程序，处理数据，取得所需的地磁测定结果，再对所测得的数据作出合理的解释和分析。

对新生代沉积样品进行交变退磁时，需选择最佳退磁场峰值，谨防退磁场峰值过大而退掉原生剩余磁性，产生新的感应磁性。加热退磁时，在炉膛中要充进惰性气体（氮），取出冷却的样品需置放于零磁场空间中，以免受到新的磁化。

古地磁法需结合其他年代学方法进行地层时代研究。例如结合钾氩法测定年轻的火山岩年龄，结合轴系法测定哺乳动物生活的时代等。至于古地磁法本身，火山熔岩、火山碎屑岩、古土壤、黄土、网纹红土、湖相沉积等各类碎屑沉积物，都可作为研究对象。为检验和提高断代的准确性，要求尽可能求得所选剖面的各种同位素年龄测定数据。取样时，沿纵向的取样数应尽可能地密，以防止漏失剖面中岩石所记录到的极性事件。对所有样品都要注意定向，对松散沉积物则需要定型和固样。

（2）氨基酸外消旋法

所有化石都包含少量能长期保留的有机质，骨骼和外壳有机质的蛋白质包含大量的氨基酸。生物死亡后，这些蛋白质里的氨基酸经历一系列化学和物理的变化，这种变化的程度可以用来记年。虽然变化的过程非常复杂，但一些过程可以提供可靠的相对和绝对年龄（Kaufman et al.，1992）。许多有机质，包括双壳贝、腹足纲软体动物、有孔虫、珊瑚和鸟骨都可用氨基酸外消旋法来测年。另外，用气态层离法来测量比较廉价，需样量仅 2 毫克左右，使得分析大量样品成为可能。

活的有机体的氨基酸为左旋构型（L）。一旦有机体死亡，氨基酸外消旋至右旋构型（D）。D/L 构型比率因此成为一个记年器。这一反应是可逆的化学反应，当逆反应

(D-L)和正反应(L-D)对等时,达到平衡。就像所有其他的化学反应,比率常数与温度相关。限制该方法只能用于可测的比率有明显变化的时间段内。每一种氨基酸达到平衡所需的时间不同,这与死亡样品经历的热过程温度相关。比如,当20℃时,异亮氨基酸的“半衰期”为110 000年,15℃时为290 000年,0℃时为4.4×10^6年。温度依赖性既是确定样本年龄需要面对的问题,也是在样品的年龄通过其他方法确定的情况下,研究古气候的工具。由于比率常数常受动物类型的影响,所以,研究者常常关注少数几个通用种属。

全新世样品的D/L比率得到一个从地理学又从分类学上特定的经验的比率常数。更新世晚期的D/L比率的解释必须考虑到晚更新世晚期的平均温度可能低于全新世样品的平均温度,这意味用全新世的比率常数将低估晚更新世样品的年龄。

(3) 地衣法

地衣测年法在地貌学中的应用有很长的历史。在这种方法中,一种特殊的地衣直径作为地衣生长岩石表面或砾石出露地表的年龄的代用指标(Innes,1984,1985; Locke et al., 1979; Porter, 1981),常用的地衣是一种宿根地衣,它们常呈大圆形,其直径随时间的推移而增大。通常用地貌面上和出露的砾石上的最大地衣直径,或五个最大地衣的平均直径来计算年龄。受气候影响,地衣生长速率要进行局部年代校正。通常,地衣生长速度根据已知时代的地貌面或古建筑来标定。地衣测年法常用于冰碛(Deton and Karlen, 1973; Porter, 1981)和崩塌物的年龄测定中(Porter and Orembelli, 1981)。

这种方法也应用到构造地貌的研究中(Bull,1996; Bull and Brandon, 1998; Bull et al, 1994)。测量与地震有关的崩塌砾石上和地震滑塌陡坎壁上生长的地衣,可以获得崩塌发生的时间。例如在山西系舟山山前地带形成许多滑坡,统计滑坡壁上的最大直径地衣,以滑塌物^{14}C年龄校正,证明这里滑坡是1038年地震所致(张世民等,1989)。也可对所有测量地衣数据进行统计,并绘制一个地衣直径的密度柱状分布图,用独立定年的地貌面来校正地衣生长曲线。根据地衣直径的分布分辨出了间隔几十年甚至还要短的不连续事件,在加利福尼亚和新西兰,能够分辨出与地震活动有关的崩塌事件。加利福尼亚的崩塌地区,地衣直径的概率分布曲线具有几个峰值,这些峰值的年龄经树木年轮校正,与历史时期的地震相关。根据峰值的宽度得到的误差仅为3~10年。

地衣测年法也有局限性和不确定性。必须考虑局部气候对地衣生长的影响,并找到独立定年的地貌面来校正地衣生长曲线。地貌面上沉积物的堆积与地衣附着生长之间存在时间差,地衣开始生长迅速,然后才进入线性生长阶段;在隐晶质火山物质上的地衣生长速率大于显晶质侵入岩上的速率。也有研究认为,岩性、表面平整度、局部年均温、降水和生长季的长短对地衣的生长没有明显的影响。在遮荫、避风的地方地衣的生长速率快。

地衣测年法在500年的时间尺度里有相当高的精度,在该时间尺度,绝对测年方法因精度受到限制,因而活动构造地貌和古地震研究对地衣测年法很感兴趣。

(4) 树轮法

树轮定年是用树木的年轮来定年的方法。随季节性增长的变化树木生长出年轮,年轮层数即是树木的年龄。树木在夏季生长快些,在冬季生长慢些,导致在夏季强生长季节形成具有大细胞、低密度的木质,冬季生长高密度的木质,形成明显的树木年轮。显

然，用存活的树木年轮获得年龄较容易，由于要将所测年龄往前推移，需要将存活树木的年轮与已经死亡的树木年轮衔接起来。树轮的厚度是由水分和温度决定的，树轮的时间宽度序列可以作为反映气候变化时间序列的代用指标。树轮的气候变化时间序列反映气候变化，至少应该反映局部的气候变化，两棵分离的树木应有相同的年轮宽度时间序列。年轮对比技术是建立在由年轮宽度序列有重叠的一系列树木年轮综合而成的年轮宽度时间序列的基础之上。例如，史前被埋藏在火山泥石流中的树木的年轮序列与标准年轮序列的对比可以知道树木被埋藏的时间。计算树木年轮宽度序列和标准树木年轮宽度序列的最大相关系数，即找到了被测样本在标准序列中的位置，从而可以将被测样品最外围的年代定为火山喷发的年代。该方法依赖标准年轮时间序列的可信度，并且最好测定具有长时间年轮序列的大树。

树木年轮的研究也为放射性碳测年方法提供校正。加速器质谱仪可以对年轻的^{14}C样品定年，因而可以得到树木中单个年轮的年龄。这种方法可以获得长达10 000年的树木年轮记录。

树木年轮的研究可以对短暂史前地质事件，包括岩暴，火山熔岩，甚至地震进行准确定年。

第十三章　中国构造地貌的形成与发展

第一节　中国构造地貌基本特征与地质构造关系

中国地貌总的特征是西高东低，呈明显三个地形阶梯。最高一级阶梯是青藏高原，平均海拔 4000 m 以上，高原上横亘几条近东西向高大山脉，自南而北依次为喜马拉雅山、冈底斯山-念青唐古拉山、唐古拉山和昆仑山，海拔都超过 5000 m，许多山峰在 6000 m 以上，世界最高的珠穆朗玛峰高达 8844.43 m。最高阶梯的北部边界为昆仑山、阿尔金山、祁连山，东部边界为岷山、龙门山，向南直至横断山脉。在此界限以北和以东到大兴安岭、太行山、巫山和雪峰山之间为第二阶梯，其中有山地、高原和盆地，平均海拔 1000～2000 m。第二阶梯东部的一些山峰如太白山、五台山、神农架和贺兰山等都超过 3000 m，而盆地的海拔只有几百米；西部的天山山地平均高达 4000 m 左右，塔里木盆地平均海拔 1000 m，准噶尔盆地只有 500 m。再往东则是最低的一级阶梯，为低山丘陵和平原盆地，向东一直延伸到大陆架边缘。其中山东半岛丘陵和华南山地丘陵海拔 500～1000 m，少数山峰超过 2000 m；东北平原、华北平原、长江中下游平原，海拔都小于 200 m；大陆架在海面以下平均约 200 m。

中国地形的西高东低与地壳厚度相对应，即地形越高，地壳厚度越大。例如最高一级阶梯的青藏高原地壳平均厚度为 70 km，向东至第二阶梯，地壳厚度减少到 42～50 km，向北塔里木盆地和准噶尔盆地的地壳厚度也分别减为 46～50 km 和 44～46 km，再往东到最低阶梯的沿海一带，地壳厚度只有 29～32 km，这种地形高度与地壳厚度成正相关是由于地壳均衡作用所致。地形阶梯陡坡常是大型断裂分布位置，在最高阶梯与第二阶梯之间的地形陡坡和昆仑山山前断裂、阿尔金断裂、祁连山山前断裂、龙门山断裂以及川滇南北向断裂相一致，第二阶梯与最低阶梯之间的地形陡坡与大兴安岭山前断裂和太行山山前断裂所在位置相合。由此可见，阶梯地形的陡坡则是和断裂作用有直接联系。

中国的一些山地、高原、平原和盆地等构造地貌类型的排列组合受地质构造控制，尤其是山脉的延伸与构造线的走向几乎一致。由于中国各地的地质发育历史和构造应力作用方向的不同，地质构造有着显著差异，因而不同地区的构造地貌展布也有明显不同。

中国西部地区，主要发育一系列近东西向褶皱构造带和大型逆冲走滑断层，只在青藏高原东部，由于应力方向改变，构造线走向转为北西向和近南北向。因而青藏高原上

形成一些规模巨大的近东西向山脉，它们往东延伸随着构造线的转向逐渐转为北西向，到了青藏高原东南部，则形成南北向平行排列的横断山脉。虽然这些山地的形成时代不同，新生代以来都受到南北向的挤压力作用，使早期形成的山地不断增高，同时也生成新的山地，它们表现为冲断和推覆，山地边缘发育大型逆冲断层，形成挤压逆冲断块山地。在这些山岭之间为盆地、湖泊和谷地，构成平行的岭谷地貌组合。甘新地区，形成一些近东西向的大型逆冲隆升山地和拗陷盆地，从南往北有昆仑山、祁连山逆冲隆升山地，塔里木拗陷盆地和河西拗陷盆地，天山隆升山地，准噶尔拗陷盆地和阿尔泰隆升山地等。

中国东部地区，在燕山运动形成的构造基础上，新生代以来发育一系列北东向和北北东向右旋正断层和近东西向左旋正断层，相应形成一些北东向或北北东向的断块山地和断陷盆地或平原，如大兴安岭，太行山、吕梁山等断块山地和松辽平原、华北平原等断陷平原。

控制断块山地边界的断层，新生代以来有明显活动，常形成断层崖和断层三角面。山地内有多级夷平面分布，石灰岩山地还发育多层溶洞。断陷盆地内堆积数千米厚的新生代沉积，一些盆地内还有火山喷发。断陷平原的基底受新生代以来断层活动的影响，形成一系列升降断块。下沉的块体除沉积厚层松散沉积物外，全新世以来仍在不断活动，致使地表河流在下降区汇集。隆起地块在地表形成丘陵高低，使河系格局发生改变。

华南地区的地貌展布受北北东向左旋断裂控制，形成一些北东向分布的斜列山地及其间的谷地和湖泊。沿海地带，由于北东向断层和北西向断层相互切割，被切割的块体发生差异升降，形成断陷盆地和曲折的港湾式海岸。我国的台湾岛是新生代褶皱隆起带，北北东向逆冲左旋断层作用，把台湾岛分割成不同类型的构造地貌单元。

中国构造地貌不论是平面轮廓和垂直起伏，或者是地貌的成因与演化以及内部结构等方面都与构造应力作用方向和强度、地质结构和发育历史及岩浆活动等因素有关。由于以上诸多因素的区域差异，因而中国不同地区构造地貌具有不同的特征。

第二节　燕山运动奠定中国构造地貌基本轮廓

中国宏观构造地貌形成的历史相当复杂，许多地貌单元都经历了多旋回的构造运动，任何一次大的构造运动，对不同地区的影响又有强弱差别，因而形成规模不等和生成先后的各种构造形态。中国构造地貌的形成与发展可追溯到燕山运动时期。

燕山运动之前，昆仑山—秦岭—大别山以北地区已经全部成为陆地，但在华南广大地区仍被海水淹没。燕山运动早期，华南也抬升成为陆地，除少数地区，如喜马拉雅山地、塔里木盆地西部和台湾以外，其他地区基本连成一片陆地。从大地构造及其相应的宏观构造地貌分布和成因看，燕山运动具有重要意义，这次构造运动奠定了中国构造地貌的基本轮廓。

在中国西部，燕山运动时期强烈的构造运动和大规模的岩浆活动，新生一些山地，如喀拉昆仑山、唐古拉山和横断山脉；古生代褶皱带的昆仑山、阿尔金山、天山、祁连山和阿尔泰山等山地进一步抬升，形成再生断块山地。位于这些山地之间的准噶尔、塔里木、柴达木等下降地块形成盆地，接受中生代碎屑沉积物，沉积范围和厚度不断扩大和增加。

在山地内部，一些受断层控制的下降地块也形成盆地，如天山的吐鲁番—哈密盆地、伊犁盆地、焉耆盆地以及高原上的哈拉湖和青海湖盆地等，盆地中沉积了厚层中生代碎屑物。现今地貌的展布与演化都是在燕山期构造基础上进一步发展的。

中国东部，燕山运动时期在古生代构造基础上，发育一系列北东向和北北东向的褶皱和断裂，形成一些褶皱断块山地和拗陷盆地。这些山地和盆地奠定了中国东部主要构造地貌基本轮廓。燕山运动时期，在中国东部抬升的北东向山地主要有两列，西列为大兴安岭、太行山、吕梁山和大娄山，东列是长白山、千山和山东山地丘陵。在两列山地之间和外侧有三列大型拗陷盆地。西列是呼伦贝尔—巴音和硕盆地、鄂尔多斯盆地、四川盆地、滇中盆地，在拗陷盆地中堆积了厚层中生代陆相碎屑岩，到白垩纪之后才转为上升；中列为松辽断陷、华北拗陷和长江中下游拗陷，在燕山运动早期已经形成，但规模不大，沉积范围较小，到燕山运动中后期，拗陷逐渐扩展，沉积范围也不断扩大，直到新生代在拗陷的基础上才发展成为连片的大平原；最东列拗陷为黄海拗陷和苏北拗陷，在中生代和古近纪就是一片陆地，堆积一些陆相沉积物，在以后的发展中继承燕山期构造不断沉陷。此外，中国东部地区，从北到南，在大兴安岭、燕山地区、山东半岛和浙闽等地，都有大规模火山活动，形成大片安山岩、流纹岩和火山碎屑岩。同时，还有大规模的酸性岩浆侵入，形成燕山期花岗岩，后经地壳抬升，盖层剥蚀后，出露的花岗岩形成山地或丘陵，构成独特的花岗岩地貌。

华南地区，燕山期的一些北东向褶皱和断裂，在黔北和湘西一带地貌上表现为密集排列的平行谷岭；湘江和赣江流域，北东向复式背斜和向斜比较宽展，形成一些长条形的构造盆地。在一些盆地内，燕山期堆积的红色砂砾岩系，经后期地壳抬升、流水侵蚀和风化崩塌，形成丹霞地貌。

由上可知燕山运动对我国地貌分布与形成奠定了基础，除喜马拉雅山和台湾岛外，中国所有宏观构造地貌轮廓，都是在燕山期完成的。以后的喜马拉雅运动中，虽然它们又受到进一步改造，并形成一些新的构造地貌形态，但基本格局并没有大的改变。

第三节　中国新生代构造应力场与构造地貌的形成

中国地处欧亚大陆板块东南隅，东部为西太平洋板块和菲律宾海板块，西南为印度板块，受这些板块相互作用的影响，新生代构造运动十分强烈，由于板块运动方向和强度的不同以及区域地质结构和岩石性质的差异，不同地区具有不同应力状态。大致在贺兰山、六盘山、龙门山、哀牢山一线为一条规模巨大的南北构造带，它的形成是由于中国大陆中部存在两个沿南北方向排列的古老刚性地块，即四川块体和鄂尔多斯块体，在印度板块作用下，当青藏高原向东北方向运动时，受这两个刚性块体阻挡，从而沿阻挡块体边界形成了一条近南北向的挤压-滑动构造带。以这条巨型南北构造带为界，中国新生代构造应力场西部为北北东和北东向主压应力为主，东部华北地块则受北东至北东东向主压应力场控制，华南断块区和台湾岛主压应力为北西向（邓起东等，1979）。因而中国构造地貌形成于不同应力状态的三个区域。

中国西部新生代以来，在印度板块和欧亚板块碰撞挤压作用下，主要形成北北东向

主压应力场，青藏高原东部转为北东向乃至东西向挤压应力场。在挤压应力作用下，地壳缩短和增厚，并向北和向东水平运动，从而导致大幅度升降，形成世界上最大的高原和一系列近东西向、北西向以及近南北向的挤压剪切构造新生山地，大型挤压拗陷盆地古老的近东西向的昆仑山和祁连山再次隆升，并向盆地方向逆掩推覆，山前地带形成拗陷，堆积厚层磨拉石建造。青藏高原东北边缘，形成多排弧顶向东北方向突出的弧形山地及其间盆地，山地边缘发育规模较大的逆冲活动断裂。

中国西部挤压块体在向东运动过程中，各块体和褶皱带水平运动速率由南往北和向东依次减小，南部的喜马拉雅褶皱带向北运动的平均速率达 42 mm/a，往北到西昆仑山为 18 mm/a，再往北的塔里木块体为 14 mm/a，天山为 8.3 mm/a，准噶尔地块只有 3 mm/a；在高原东北部和东部水平运动速率也逐渐减小，祁连山为 8.3 mm/a，横断山脉为 13 mm/a、川滇地块为 8.0 mm/a（丁国瑜等，1991）。全球定位系统观测得到的现代地壳水平运动方向亦为北北东向和北东向，运动速率仍呈现由南往北减小的趋势（王琪等，2001）。这种变化对地貌的形成与发展有着重要影响。从山地隆升幅度和盆地的沉积厚度看，南部喜马拉雅山自上新世以来，隆升幅度约为 5000 m 以上，藏北高原隆升幅度达 3500～4000 m；青藏高原以北的天山自上新世以来，上升幅度为 2200～3000 m，塔里木盆地的西域砾石层厚度为 1500 m，而准噶尔盆地的第四系厚度只有几百米；高原东北部边缘的祁连山自上新世以来上升 2100～2300 m，高原东部的横断山脉上升 3000 m，再向东为 2000 m 左右。由此可见，中国西部在北北东向主压应力作用下，由于各块体向北和向东的水平运动速率逐渐减小，导致各地貌体升降幅度由南向北和向东也逐渐变小。

中国东部华北地区受西太平洋板块向西与欧亚大陆板块挤压俯冲的影响，形成北东至北东东向的主压应力场，使一些北北东向断裂产生右旋运动，并派生北东向右旋走滑正断层和北西西向左旋走滑断层。以断层为边界形成一些拉张升降块体。断块的差异运动，形成了我国东部的断块抬升山地、断陷平原和盆地等构造地貌基本类型，如东北地区的长白山、大兴安岭等断块隆起山地和下降的松嫩平原、辽河平原和三江平原；华北地区的太行山、吕梁山、燕山、秦岭等断块山地和郯庐断裂以西大别山以北的华北平原等。太行山以西的鄂尔多斯及其周边地区，其西南部紧邻强烈挤压上升的青藏高原，自始新世起，受高原向东北方向挤压作用，发育北北东向的右旋拉张断裂和近东西向的左旋拉张断裂，组成共轭剪切拉张带，致使鄂尔多斯块体周边的渭河断陷、银川—吉兰泰断陷和河套断陷的生成并不断陷落，在盆地底部沉积了古近系。上新世时，受太平洋板块影响，发育一系列北东向右旋走滑正断层，使鄂尔多斯块体以东的山西地堑系开始形成，并在盆地内沉积上新统；渭河断陷、银川—吉兰泰断陷以及河套断陷的进一步陷落。表现为东部山西地堑系中沉积物的时代和厚度比西部诸盆地中的要新和较薄，同时盆地周边山地沿断裂不断抬升。因而这一地区构造地貌形成与发展既反映了青藏高原隆升的侧向挤压影响，也表现了华北地块受太平洋板块作用的效应。

华北平原陷落过程中，发育许多北北东向断块，形成大规模断块升降运动并伴有火山活动。上新世以来，华北平原转为整体下沉，但各块体的差异升降运动并未停止，并伴有平移运动，直到近期，断块升降运动仍在继续进行。在相对隆起区域，第四系厚度只有 100 m 左右，地表水系分散，常成为河间地；在断陷区，不仅沉积厚度加大至 300 m，河流常

在断陷区集中成为汇聚水系。

东南沿海地区和台湾岛，受菲律宾海板块向西北方向运动的影响，形成北西和北北西向挤压应力场。台湾岛东部是菲律宾海板块与欧亚大陆板块的碰撞边界，岛内发育一系列北北东向逆冲左旋走滑断层，形成推覆冲断的海岸山脉和海拔近 4000 m 的中央山地以及台东地堑谷地等。东南沿海地区也是由北东向左旋逆断层控制的山岭和谷地。此外，桂粤闽沿海地带除发育北东向断裂外，还有一组规模较小的北西向断裂，它们相互交切，控制海岸线走向和盆地的形成与发展，以及地壳升降运动、火山喷发和地震活动等。历史上一些强烈地震都分布在沿海新生代断陷盆地内或断层交切部位。雷琼地区新近纪以来火山活动十分活跃，直到全新世仍有喷发。

第四节　喜马拉雅运动与中国构造地貌演化

喜马拉雅运动是新生代一次强烈的构造运动。喜马拉雅运动大体可以分为三幕，第一幕发生在始新世晚期到渐新世，第二幕从渐新世末到中新世，第三幕从上新世到更新世。喜马拉雅运动对中国构造地貌的演化影响，主要有四种表现形式：一是强烈的挤压褶皱，使喜马拉雅山和台湾岛的生成并不断隆升；二是不同地区的升降幅度的差异，使中国东西部地形高差增大，阶梯式地形愈益明显；三是形成我国东部拉张型断块升降构造地貌和西部挤压型隆起拗陷构造地貌的区域分异；四是岩浆活动形成大片玄武岩溢出和火山喷发。

中国西部，喜马拉雅运动第一幕，印度板块与欧亚板块碰撞，喜马拉雅地槽封闭，特提斯海退出藏南地区，冈底斯山隆起。广大藏北地区受这次构造运动影响，使白垩纪-古近纪早中期形成的夷平地面抬升。喜马拉雅运动第一幕的后期，地壳趋于稳定，西藏地区进入夷平时期，除了削平侏罗系和白垩系外，始新世地层亦有被削平现象，形成高原广泛夷平面，称为山顶面或山原面，时代为渐新世。在高原北部边缘形成拗陷盆地，并在盆地中堆积渐新统，如河西玉门一带山前盆地中的火烧沟组。喜马拉雅运动第二幕使喜马拉雅地槽海水退出，喜马拉雅山生成，但高度不大，广大藏北高原海拔也不高，与山南差别并不明显。这次构造运动发生强烈褶皱和一系列逆掩断层，并伴随岩浆活动和变质作用，形成挤压断块山地、拗陷盆地和断裂谷地，山原面抬升受到分割和变形。在拗陷盆地中沉积了新近纪湖相和河流相地层，沉积层中以湖相为主，黏土粉砂层占全部地层厚度的 80%～90%，反映出当时地势起伏不大、湖泊众多的地貌环境。地形的逐渐夷平降低和盆地的不断填高，形成一级剥蚀面和盆地堆积面，称主夷平面或盆地面，时代为中新世至上新世。上新世以来的喜马拉雅运动第三幕，青藏高原大幅度整体抬升，上升幅度达到 3000～4000 m，主夷平面也随之抬升，含有三趾马化石的上新世红土以及新近纪发育的亚热带喀斯特峰林和溶沟，现今都已抬升到海拔 5000 m 左右，喜马拉雅山再次上升，达到 7000 m 的高度。新近纪末期完成的川西高原，也达到了海拔 3000～4000 m。由于高原的大幅度抬升，河流以高原边缘的盆地面为基准开始下切，在河流溯源侵蚀尚未到达的藏北内流区，盆地面保存比较完整。在各大山系的边缘拗陷中，堆积了早更新世的厚层磨拉石建造，如喜马拉雅山南侧的西瓦利克群中上段，昆仑山北麓的西域砾石层，祁

连山北麓的玉门砾石层以及临夏盆地的积石山砾石层等。西藏高原地区在喜马拉雅运动过程中，经历了三次隆升和两次夷平作用，直到最近一次强烈隆起才终于形成目前规模的青藏高原(李吉均等，1979，1995；王乃樑，1981；杨逸畴等，1983；崔之久等，1996)

在青藏高原以北的广大地区，受喜马拉雅运动影响，新生代以前形成的山地和盆地不断隆升和陷落。喜马拉雅运动早期，升降幅度较小，但山地隆升扩大了高地范围，山前拗陷带向北迁移，山间盆地不断沉降并接受沉积。天山北麓的乌鲁木齐山前拗陷带古近纪沉积物最大厚度为 850 m，是以泥岩和砂质泥岩为主，并夹砂砾岩的山麓相。天山南麓山前的库车拗陷和喀什拗陷中，则沉积以泥岩、粉砂岩、泥质灰岩和砂砾岩的海陆交互相，其中夹有大量盐类和石膏，总厚度达 1500 m。天山山间盆地内的泥岩和砂砾岩湖河相沉积物最厚为 1300 m。由此可见，古近纪天山地区接受沉积地段只是在山前拗陷带和山间盆地内，堆积的厚度不大而以细粒沉积为主，表明当时地面高低起伏较小，侵蚀作用也不太强盛，天山南麓山前拗陷地带海水尚未完全退出。晚二叠纪褶皱隆起的天山褶皱带，经中生代末到古近纪剥蚀夷平，成为波状起伏的准平原，直到新近纪，尤其是上新世以来的喜马拉雅运动第三幕，准平原错断隆升，形成现代天山山地。由于断块抬升的幅度不等，统一的准平原面形成高度不等的阶梯地形，山地最大上升幅度达 2200～3000 m。同时天山两侧盆地进一步拗陷，沉积厚层的新近系和第四系，在天山北麓拗陷带中的安集海一带为一拗陷中心，堆积厚度近 6000 m，其中上新统为 3500 m，第四系为 2000 多米。天山南麓山前拗陷中，堆积的新生代沉积物总厚有 7000 m，其中古近系厚度为 1000 m 以上，新近系厚度 4000 m，第四系最大厚度达到 2000 m 左右(王树基，1986)。如将不同时期的沉积厚度近似看成地壳下降幅度，再换算成地壳下沉速率，则古近纪为 0.02 mm/a，新近纪为 0.16 mm/a，第四纪为 0.80 mm/a，第四纪期间的地壳下沉速率远远大于新近纪和古近纪，这也反映了喜马拉雅运动以来，最后一幕运动对我国西部构造地貌演化影响远大于喜马拉雅运动前两幕。

中国东部，喜马拉雅运动早期，经长期夷平的地面发生断裂，形成断块山地和断陷盆地，并有玄武岩溢出。太行山以东，郯庐断裂以西和大别山以北地区，形成一些断陷；太行山以西的河套、银川和渭河等地发育一些地堑，并在这些地堑内沉积古近系，其中河套盆地中的古近系厚达 2600 m，银川盆地为 3800 m，渭河盆地为 3000 m(范福田，1988)。抬升的断块山地使白垩纪-始新世的夷平地面抬高而成为山顶夷平面，即北台期夷平面。河北涞源和易县一带北台期夷平面由二长花岗岩和和细粒花岗岩组成，其 K-Ar 年龄为 97 MaB. P.(叶伯丹等，1986)，夷平面上覆盖的玄武岩 K-Ar 年龄为 39 MaB. P.(王慧芬等，1988)。由于北台面形成时间久远，大多已侵蚀殆尽，只有少数山顶尚有这级夷平面的残留，夷平面上还覆盖渐新世玄武岩。经过早期喜马拉雅运动之后，地壳进入一个相对宁静期，在北台期夷平面之下，地面进行夷平。第二幕喜马拉雅运动，使夷平的地面抬升形成第二级夷平面，这级夷平面多分布在北台面外围的山腰部位或一些中等山地的山顶部位。这次构造运动发生大规模火山喷发形成大面积汉诺坝玄武岩。在河北张北和万全等地的玄武岩 K-Ar 年龄为 14～26 MaB. P.(叶伯丹等，1986)。此外，在太行山以东的一些断陷进一步扩大形成统一的大型断陷；鄂尔多斯周边早期形成的渭河、银川和河套等断陷盆地，不断陷落加深，沉积了厚层中新统。喜马拉雅运动第二幕结束后，又有一

个较长的宁静期，一些大河展宽形成宽阔谷底，山麓地带也发育广阔的山麓剥蚀面。喜马拉雅运动第三幕，地壳抬升，河流下切，宽谷面形成高阶地，山麓剥蚀面抬升形成一级新夷平面，它们共同构成华北普遍发育的唐县期地貌面。唐县期夷平面上覆盖的玄武岩K-Ar年龄为7.48～13.22 MaB.P.（易明初等，1991）。在燕山以南，秦岭以北的山西高原形成一系列北东向和北北东向的地堑盆地，称为山西地堑系，并在地堑盆地内堆积了在垂向上由粗变细的上新世至第四纪湖河相沉积；第四纪以来，大同盆地火山喷发，形成大片玄武岩垄岗和20多座火山锥。渭河、银川、河套等盆地在喜马拉雅运动第三幕又进一步陷落，并在地堑内发育湖泊，也沉积了上新世-第四纪厚层湖河相沉积。

喜马拉雅运动对华南地区的构造地貌演化影响，各地区有明显不同。在东南沿海地区，喜马拉雅运动时期受北西—南东方向的挤压，形成北北东和北西方向活动断裂，形成北东走向的谷岭地形，沿海岸带有一些规模较小的断陷盆地，海岸线曲折多港湾岛屿。浙、闽、粤山地发育四级夷平面，除喜马拉雅早期夷平面超过1000 m外，中后期形成的夷平面海拔也只有700～800 m，同一级夷平面常被北东向或北西向断裂错断。喜马拉雅运动第三幕，在雷琼拗陷除沉积厚达1000多米的湛江群外，还有强烈的火山喷发。自古近纪后期至全新世，总共有10期火山喷发（张虎男，1993）。湛江群下部和中部属上新统，为海相沉积夹玄武岩，上部为下更新统，为陆相和滨海相沉积夹玄武岩。中更新统、上更新统和全新统也都是陆相与滨海相沉积夹玄武岩。从玄武岩的夹层数目和厚度看，火山活动在早、中更新世最为强烈而频繁，雷琼拗陷在这一时期进一步断陷，才使雷州半岛与海南岛隔开。在断陷过程中，加上水动型的海面变化，致使海面升降，第四系中形成海相和陆相的交替沉积。

台湾岛是在喜马拉雅运动时期挤压隆起形成的。中央山地是喜马拉雅早期受挤压形成的褶皱断块山地，东部的海岸山脉直到喜马拉雅运动后期才由岛弧演化而成冲断山地。

参考文献

Abbott L. D. , Silver E. A. , Anderson R. S. , Smith R. , Ingle J. C. , Kling S. A. , Haig D. , Small E. , Galewsky J. and Sliter W. . 1997. Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt. Nature, 385: 501-507.

Adams J. . 1985. Large-scale tectonic geomorphology of the Southern Alps, New Zealand. In Morisawa, M. and Hack J. T. (eds). Tectonic Geomorphology. Boston: Allen & Unwin: 105-128.

Ahnert F. . 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude basin. American Journal of Science, 268:243-263.

Aitken M. J. . 1998. An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence. Oxford:Oxford University Press.

Allégre C. J. , Courtillot V. , Tapponnier P. , Hirn A. , Mattauer M. , Coulon C. , Jaeger J. J. , Achache J. , Schärer U. , Marcoux J. , Burg J. P. , Girardeau J. , Armijo R. , Gariépy C. , Göpel C. , Li T. , Xiao X. , Chang C. , Li G. , Lin B. , Teng J. , Wang N. , Chen G. , Han T. , Wang X. , Den W. , Sheng H. , Cao Y. , Zhou J. , Qiu H. , Bao P. , Wang S. , Wang B. , Zhou Y. ,Xu R. . 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. Nature, 307: 17-22.

Allen C. R. and Smith S. W. . 1966. Pre-earthquake and past-earthquake surficial displacements, in Parkfield earthquakes of June 27-29,1966, Monterey and San Luis Obispo Counties, California, Proliminary report. Bull. Seismol. Soc. Am. , 56: 966-967.

Allen C. R. ,Wyss M. ,Brune J. N. ,Crantz A. and Wallace R. E. . 1972. Displacements on the Imperial, Superstition Hill and the San Andreas Faults triggered by the Borrego Mountain earthquake. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 787:87-104.

An Z. , Kutzbach J. E. , Prell W. L. , Porter S. C. . 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. Nature 411:62-66.

Aytun A. . 1980. Creep measurements in the Ismetpasa region of the North Anatolian Fault zone, in Proceedings, Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction, Isikara, A. M. , and Vogel, A. , eds. , Friedr. Vieweg and Sohn, Braunsweig/Wiesbaden: 279-292.

Balco G. , Stone J. O. , Lifton N. A. , Dunai T. J. . 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. Quaternary Geochronology, 3: 174-195.

Balling N. . 1980. The land uplift in Fennoscandia, gravity field anomalies and isostasy, in Earth Rheology, Isostansy and Eustasy. Morner N. A. , ed. , John Wiley & Sons, New York: 297-310.

Beaumont C. . 1981. Foreland basins. Geophysical Journal of the Roral Astronomical Society, 65: 291-329.

Ben-Avraham Z. 1985. Structural framework of the Gull of Elat (Aqaba), northern Red Sea. Journal of Geophysical Research, 90: 703-736.

Bender M. L., Fairbanks R. G., Toylor F. W., Matthews R. K., Goddard, J. G., Broecker W. S.. 1979. Uranium-series dating of the Pleistocene indies. Geol. Soc. Am. Bull., 90:577-594.

Berger A. L., Gulick S. P. S., Spotila J. A., Upton P., Jaeger J. M., Chapman J. B., Worthington L. A., Pavlis T. L., Ridgway K. D., Willems B. A., McAleer R. J.. 2008. Quaternary tectonic response to intensified glacial erosion in an orogenic wedge. Nature Geoscience, 1:793-799.

Bierman P. R.. 1994. Using in situ produces cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution; a review from the geomorphic perspective. Journal of Geophysical Research, 99:13885-13896.

Big Ching-Chang. 1971. Some aspects of post-orogenic block tectonics, in Recent crustal movement, the International Upper Mantle Committee, Upper Mantle Projcet Scientific Report, No. 33.

Birkeland P. W.. 1982. Subdivision of Holocene glacial deposit, Ben Ohau Range, New Zealand, using relative-dating methods. Gelo. Soc. Am. Bull, 93:433-449.

Blair T. C. and Bilodeau W. L.. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. Geology, 16:517-520.

Blisniuk P. M., Hacker B. R., Glodny J., Ratschbacher L., Bill S., Wu Z., McWilliams M. O., Calvert A.. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. Nature, 412:628-632.

Bock Y., Agnew D. C., Fang P., Genrich J. F., Hager B. H., Herring T. A., Hudnut K. W., Larsen S., Minster J. B., Stark K., Wdowinski S. and Wyatt F. K.. 1993. Detection of crustal deformation from the Landers earthquake using continuous geodetic measurements. Nature, 361:337-340.

Brown R. D. and Wallace R. E.. 1968. Current and histiric fault movement along the San Andreas Fault between Paicines and Camp Dix, California, in Proceedings, Conference of Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, Kovach, B. L. and Nur, A., eds., Stanford Univ. Publ. in Geol. Sci. 11: 22-39.

Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Raisbeck, G. M., and Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced 10Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico. Earth and Planetary Science Letters, 129:193-202.

Brown R. D., Reilinger R. E., Holdahl S. R., Balazs E. I.. 1977. Post-seismic crustal uplift near Anchorage. Alaska. J. Geophy. Res., 82: 3369-3378.

Bull W. B. and Cooper A. F.. 1986. Uplifted marine terraces along the Alpine fault, New Zealand. Science, 234: 1225-1228.

Bull W. B.. 2007. Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology. Blackwell Publishing, Oxford, UK.

Bull W. B. and McFadden L. D.. 1977. Tectonic geomorphology North and South of the Garlock Fault. Californila, in Geomorphology in Arid Regions, D. O. Doching. ed., Publications in Geomorphology, State University of New York at Binghamton:115-138.

Bull W. B.. 1991. Geomorphic responses to climatic change. London, Oxford University Press: 326.

Burbank D. W. and Anderson R. S.. 2001. Tectonic Geomorphology, Blackwell Science.

Burbank. D. W.. 1992. Cause of recent Himalayan uplift deduced from deposited pattern in the Ganges basin. Nature, 357:680-682.

Burbank D. W., Leland J., Fielding E., Anderson R. S., Brozovic N., Reid M. R. and Duncan C.. 1996. Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. Nature,

379:505-510

Burbank D. W. and Anderson R. S.. 2001. Tectonic Geomorphology. Oxford: Blackwell Publishing.

Burchfiel B. C., Brown E. T., Deng Q. D., et al.. 1999. Crustal shortening on the margins of the Tian Shan, Xinjiang, China. International Geology Reviews, 41, 665-700.

Burford R. O. and Harsh P. W.. 1980. Slip on the San Andreas Fault in central California from alinement array surveys. Bull. Seismol. Soc. Am. 70:1233-1262.

Burnett, A. W., 1982. Alluvial stream response to neotectonics in the lower Mississippi Valley, unpublished M. S. thesis, Colo State Univ., Fort Collins, Colo.

Cane M. A. and Molnar P.. 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. Nature, 411: 157-162.

Cant D. J. and Stockmal G. S.. 1989. The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrance-accretion events. Canadian Journal of Earth Science, 26:1964-1975.

Cartwright J. A., Trudgill B. D. and Mansfield C. S.. 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands grabens of SE Utah. Journal of Structural Geology, 17:1319-1326.

Cerling T. E., Craig H.. 1994. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 22, 273-317.

Cernohouz J. and Solc I.. 1966. Use of sandstone Wanes and Weathered basaltic crust in absolute chronology. Nature, 212, 806-807.

Chadwick W. W., Swanson D. A., Iwashubo E. Y., Heliker C. C., Leighley T. A.. 1983. Deformation monitoring at Mount St. Helens in 1981 and 1982. Science, 221: 1378-1380.

Chamberlain C. P., Poage M. A., Reynolds R. C. and Craw D.. 1996. The topographic evolution of Southern Alps, New Zealand, From the isotopic analysis of clay minerals. Geological Society of America Abstract with Programs, 28: 249.

Chappell J.. 1974. Geology of Coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary Tectonic movements and sea-level changes. Geological society of America Bulletin, 85: 553-570.

Chinn T. J. H.. 1981. Use of rock weathering rind thickness for Holocene absolute age-dating in New Zealand. Arctic and Alpine Research, 13:33-45.

Clark. M. K., House M. A., Royden L. H., Whipple K. X., Burchfiel B. C., Zhang X. and Tang W.. 2005. Late Cenozoic uplift of eastern Tibet. Geology 33:525-528.

Coleman M. and Hodges K.. 1995. Evindence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. Nature, 374:49-52.

Colman S. M.. 1981. Rock-weathering rates as runctions of time. Quaternary Research, 15:50-264.

Colman S. M. and Pierce K. L.. 1980. Weathering rinds on andestic and basaltic stones as a Quaternary age indicator, weastern United States. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1210. 56.

Colman S. M.. 1987. Suggested terminology of Quaternary dating methods. Quaternary Research, 28: 314-319.

Cowell J. C.. 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California. In Dickinson, W. R. ed., Tectonics and sedimentation: Society of economic paleotologists and mineralogists, special publication, No 22.

Craw D., Koons P. O., Winslow D., Chamberlain C. P. and Zeitler P.. 1994. Boiling fluids in a region of rapid uplift, nanga Parbat massif, Pakistan. Earth and Planetary Science Letters, 128:169-182.

Crowell J. C.. 1982. The tectonics of Ridge basin, southern California. In Crowell J. C., Link M. H. (eds.). Geologic history of Ridge basin southern California: Pacific Section, Society of economic paleontologists and mineralogists, Los Angels: 25-41.

Davis W. M.. 1899. The geographical cycle. Geographical Journal, 14: 481-504.

Dawers N. H., Anders M. H. and Scholz C. H.. 1993. Growth of normal faults: Displacement-length scaling. Geology, 21: 1107-1110.

Dawers N. H., Anders M. H.. 1995. Displacement-length scaling and fault linkage. Journal of Structural Geology, 17:607-614.

Derry L. A. and France L. C.. 1996. Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}Sr/^{86}Sr$, impact on the marine Sr record. Earth and Planetary Letters, 142:59-74.

Devoy R. J. N.. 1987. Sea-level changes and Holocene, the north Atlantic and Arctic Oceans. In Devoy R. J. N. (eds). Sea surface: a global view. London Croon Helm.

Dowdeswell J. A., Unwin B., Nuttal A. M., Wingham D. L.. 1999. Velocity structure, flow instability and mass flux on a large Arctic ice cap from satellite radar interferometry. Earth and Planetary Science Letters, 167:131-140.

Edmond J. M.. 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. Science, 258:1594-1597.

Embleton C.. (Eds). 1987. Neotectonics and morphotectonics. Z. Geomorphol., Suppl. 63:1-211.

England P. and Molnar P.. 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rock. Geology, 18: 1173-1177.

Fairbanks R. G., Mortlock R. A., Chiu T.-C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T. P., Fairbanks T. W., Bloom A. L., Grootes P. M., Nadeau M.-J.. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years B. P. based on paired $^{230}Th/^{234}U/^{238}U$ and ^{14}C dates on pristine corals. Quaternary Science Reviews, 24: 1781-1796.

Feigl K. L., Agnew D. C., Bock Y., Dong D., Donnellan A., Hager B. H., Herring T. A., Jachson D. D., Jordan T. H., King R. W., Larsen S., Larson K. M., Murray M. H., Shen Z. and Webb F. H.. 1993. Space geodetia measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992. J. Geophys. Res., 98:21677-21712.

Flemming N. C.. 1969. Archaeological evidence for eustatic change of sea level and earth movements in the western Mediterranean during the last 2000 year. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 109: 1-125.

Flower B. P., Kennett J. P.. 1995. Middle Miocene Deepwater Paleoceanography in the Southwest Pacific: Relations with East Antarctic Ice Sheet Development. Paleoceanography, 10(6): 1095-1112.

Fruneau B., Achache J., Delacourt C.. 1996. Observation and modeling of the Saint-Etienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry. Tectonophysics, 265:181-190.

Gosse J. C., Phillips F. M.. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews, 20: 1475-1560.

Granger D. E., Muzikar P. F.. 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. Earth and Planetary Science Letters, 188: 269-281.

Gregory W. K. M.. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. Geological Society of America Bulletin, 112:1091-1105.

Grün R.. 2006. Direct dating of human fossils. Yearbook of Physical Anthropology, 49: 2-48.

Guo Z. T., Ruddlmant W. F., Hao Q. A., Wu H. B., Qiao Y. S., Zhu R. X., Peng S. Z., Wei J. J.,

Yuan B. Y., Liu T. S.. 2002. On set of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416:159-163.

Gupta S., Cowie P. A., Dawars N. H. and Underhill J. R.. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and strtigraphic patterns through fault-array evolution. Geology, 26:595-598.

H. И. 尼古拉耶夫. 1959. 关于研究中国新构造的若干理论和方法问题. 北京:科学出版社.

Hack J. T.. 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In Melhorn, W. N., and Flemal, R. C., eds, Theories of Landform Evolution. Boston: Allen and Unwin, 87-102.

Hall N. T.. 1984. Holocene history of the San Andreas Fault between Crystal Springs Reservoir and San Andreas Dam, San Mateo County. Bull. Seismol. Soc. Am., 74:281-299.

Hancock G. S., Anderson R. S., Chadwick O. A., Finkel R. C.. 1999. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. Geomorphology, 27: 41-60.

Hanks T. C., Bucknam R. C., Lajoie K. R., Wallace R. E.. 1984. Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. J. Geophys. Res., 89: 5771-5790

Harrison T. M., Copeland P., Kidd W. S. F., Lovera O. M.. 1995. Activation of the Nyainqentanghla Shear Zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. Tectonics, 14: 658-676.

Hart E. W. and McJunkin R. D.. 1983. Surface faulting northwest of Coalinga, California, June and July 1983, in The 1983 Coalinga Califrnia, Earthqukes, Bennet, J. H., and Sherburne, R. V., eds., Calif. Div. Mines and Geol. Spec. Publ. 66: 201-219.

Hay W. W., Deconto R. M., Wold C. N.. 1997. Climate: Is the past the key to the future? Geol Rundsch, 86: 471-491.

Hays W. W. and Gori P. L.. 1983. The 1886 Charleston, South Carolina, earthquake and its implications for today. U. S. Geol. Surv., Open-file Rep: 83-843,508.

Heller P. L. and Paola C.. 1992. The large-scale dynamics of grainsize variation in alluvial basins, 2: application to syntectonic conglomerate. Basin Research, 4:91-102.

Heller P. L., Angevine C. L., Winslow N. S. and Paola, C.. 1988. Two-phase strtigraphic model of foreland basin development. Geology, 16:501-504.

Herring T. A. and others. 1986. Geodesy by radio interferometry: Evidence for contemporary plate motion. J. Geophys. Res., 91:8341-8347.

Hoffman P. F. and Grotzinger J. P.. 1993. Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. Geology, 21:195-198.

Hovius N.. 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. Basin Research, 8: 29-44.

Huber N. K.. 1981. The amount and timing of Late Cenozoic uplift and tilt of the central Sierra Nevada, California-evidence from the upper San Joaquin River basin. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1191: 28.

Huntley D. J., Godfrey-Smith D. I., Thewalt M. L. W.. 1985. Optical dating of sediments. Nature, 313: 105-107.

Inman D. L. and Nordstrom C. E.. 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. The Journal of Geology, 79(1):1-21.

Ivanovich M., Latham A. G., Ku T.-I.. 1992. Uranium-series disequilibrium applications in geochronology. In Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences, 2nd edn, Ivanovich M, Harmon RS (eds). Oxford:Clarendon Press: 62-89.

Jacobson A. D. and Blum J. D.. 2000. Ca/Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ geochemistry of disseminated calcite in Himalayan silicate rocks from Nanga Parbat: influence on river-water chemistry. Geology, 28: 463-466.

Jordan T. E.. 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Crretaceous, western United States. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65:2506-2520.

Kaizuka, S., Miyauchi, T., Nagaoka, S., 1983. Marine terraces, active faults and tectonic history of Iwo Jima. Ogasawara Res. Comm. Of Tokyo Met. Univ., 9:13-45.

Karlstrom K. E., Crow R. S., Peters L., McIntosh W., Raucci J., Crossey L. J., Umhoefer P. and Dunbar N.. 2007. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and field studies of Quaternary basalts in Grand Canyon and model for carving Grand Canyon: quantifying the interaction of river incision and normal faulting across the western edge of the Colorado Plateau. Geological Society of America Bulletin 119, 1283-312.

Kelller E. A. and Pinter N.. 2002. Active Tectonics: Earthquake, Uplift, and Landscape. New York: Prentice-Hall.

Killer E. A.. 1986. Active tectonics. Washington: National Academy Press.

King G. and Stein R.. 1983. Surface folding, river terrace deformation rate and earthquake repeat time in a reverse faulting environment: the Coalinga, California earthquake of May, 1983: California Division of Mines and Geology Special Publication, 66:261-274.

King N. E., Gu G. and Prescott W. H.. 1983. Strain accumulation on the San Andreas Fault south of Parkfield, California, 1970-1983. EOS, 64, 481.

Kinoshita W. T., Swanson D. A., Jackson D. B.. 1974. The measurement of crustal deformation related to volcanic activity at Kilauea Vilcano, Hawaii, in Physical Volcanology, Civetta, L., Casperini, P., Luongo, G., Rapolla, A., eds.. New York: Elsevier: 87-113.

Knuepfer P. L. K.. 1988. Estimating ages of late Quaternary stream terraces from, analysis of weathering rinds and soils. Gelo. Soc. Am. Bull, 100:1224-1236.

Kooi H. and Beaumont C.. 1996. Larg-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. Journal of Geophysical Research, 101:3361-3386.

Krishnaswami S., Trivedi J. R., Sarin M. M., Ramesh R. and Sharma K. K.. 1992. Strontium isotopes and rubidium in the Ganga-Brahmaputra River system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic $^{87}Sr/^{86}Sr$. Earth and Planetary Science Letters, 109: 243-253.

Ku T. L.. 2000. Uranium-series methods. In: Noller J. S., Sowers J. M., Lettis W. R., editors. Quaternary geochronology methods and applications. Washington, DC: American Geophysical Union: 101-114.

Latham A. G.. 2001. Uranium-series dating. In: Brothwell DR, Pollard AM, editors. Handbook of archaeological sciences. Chichester: Wiley: 63-72.

Lajoie K. R.. 1986. Coastal tectonics. Active Tectonics. Washington, D. C., National Academy Press: 95-124.

Leeder M. R. and Gawthorpe R. L.. 1987. Sedimentary models for extentional tilt-block/half-graben basin. Geological Society of London Special Publication, 28: 139-152.

Leeder M. R. and Alexander J.. 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meaderbelts. Sedimentology, 34:217-226.

Lensen G. J. and Vella P.. 1971. The Waiohine River faulted terrace sequence: recent crustal move-

ments. R. Soc. N. Z. Bull, 9: 117-119

Lensen G. J. and Suggate R. P.. 1968. Prelimanary reports on the Inangahua earthquake, New Zealand, May 1968. Bull. N. Z. Dep. Sci. Ind. Res., 193:17-36.

Libby W. F.. 1955. Radiocarbon dating. Chicago: Chicago University Press.

Lisowski M. and Prescott W. H.. 1981. Short-range distance measurements alone the San Andreas Fault system in central California, 1975-1979. Bull Seismol. Soc. Am. 71:1607-1624.

Liu T. S., Ding M. G. and Derbyshire E.. 1996. Gravel deposits on the margins of the Qinghai-Xizang plateau, and their environmental significance. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 120: 159-170.

Li Y. L.. Yang J. C. 1997. Morphotectonical mapping and hydrological application in west front of the Helan Mountains, Inner Mongolia, China. Proceedings of 18th International Cartographic Conference, Stockholm: 1076-1082.

Li Y. L.. Yang J. C.. 1998. Tectonic geomorphology in the Hexi Corridor, Northwest China. Basin Research, 10(3): 345-352.

Li Y. L., Yang J. C., Xia Z. K., and Mo D. W.. 1998. Tectonic geomorphology in the Shanxi Graben System, Northern China. Geomorphology, 23: 77-89.

Li Y. L., Yang J. C., Duan F. J., Tan L. H.. 1999. Impact of tectonics on alluvial landforms in the Hexi Corridor, Northwest China. Geomorphology, 28(3-4): 299-308.

Louie J. N., Allen C. R., Johnson D. C., Haase P. C. and Cohn S. N.. 1985. Fault slip in southern California. Bull. Seismol. Soc. Am., 75:811-834.

Lucchitta I. and Suneson N. H.. 1993. Dips and extention. Geological Society of America Bulletin, 105: 1346-1356

Luyendyk B. P.. 1991. A model for Neogene crustal rotations, transtension, and transpression in southern California. Geol. Soc. Am. Bull., 103:1528-1536.

Mancktelow N. S. and Grasemann B.. 1997. Time-depondent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. Tectonophysics, 270:167-195.

Masek J. G., Isacks B. L., Gubbels T. L. and Fielding E. J.. 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. Journal of Geophysical Research, 99:13941-13956.

Massonnet D., Rossi M., Carmonna C., Adragna F., Peltzer G., Geigl K. and Rodbaute T.. 1993. The displacement of the Landersearthquake mapped by radar interferometry. Nature, 364: 138-142.

Massonnet D., Feigl K., Rossi M., Adragna F.. 1994. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. Nature, 369:227-230.

Matsuda T., Ota Y., Ando M., Yonekura N.. 1978. Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. Geol. Soc. Am. Bull., 89:1610-1618.

McCalpin J. P.. 2005. Paleoseismology, 2nd edn. New York: Academic Press.

McDougall I. and Harrison T. M.. 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Method, 2nd ed. New York: Oxford University Press.

McGarr A., Zoback M. D., Hanks T. C.. 1982. Implications of an elastic analysis of in situ strss measurements near the San Andreas Fault. J. Geophys. Res., 87:7797-7806.

Mei S. R.. 1984. Short-term and immedialte precursors to continental earthquakes in China, in A collection of Papers of International Symposium on Continental Seismicity and Earthquake Prediction, Gu,

G. R. and Ma, X. Y. ,eds.. Beijing: Seismological Press: 440-461.

Miller K. G. , Fairbanks R. G. , Mountain G. S.. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. Paleoceanography, 2(1): 1-19.

Milliman J. B. and Syvitski J. P. M.. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. Journal of Geology, 100: 525-544.

Minster J. B. , Jordan T. H. , Hager B. H. , Agnew D. C. and Royden L. H.. 1990. Implications of precise positioning. In Rundle, J. B. , ed. , Geodesy in the year 2000. Washington, D. C. , National Academy Press: 23-45.

Mògard F.. 1987. Structure and evolution of the Peruvian Andes. In Scaer J. P. and Rodgers J. (eds). The Anatomy of Mountain Ranges. Princeton, NJ: Princeton University Press: 179-210.

Mohr J. J. ,Reeh N. ,Madsen S. N.. 1998. Three-dimensional glacial flow and surface elevation measured with radar interferometry. Nature, 391:273-276.

Molnar P. and England P.. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? Nature, 346:29-34.

Molnar P. and Gipson J. M.. 1994. Very long baseline interferometry and active rotations of crustal blocks in the western Transverse Range,California. Geol. Soc. Am. Bull. ,106:595-606.

Montgomery D. R.. 1994. Valley incision and the uplift of mountain peaks. Journal of Geophysical Research,99:13913-13921.

Morisawa M. and Hack J. T. (eds.). 1985. Tectonic geomorphology. In Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen & Unwin, Boston, MA.

Nason R. D.. 1973. Fault creep and earthquake on the San Andreas Fault, in Proceedings, Conference of Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, Kovach B. L. and Nur A (eds). Stanford Univ. Publ. in Geol. Sci. 13: 275-285.

Oaks R. Q. and Du Bar J. R. (eds). 1974. Post Miocene Stratigraphy Central and southern Atlantic Coastal Plain. Utah State University Press: 275.

Ollier C.. 1981. Tectonics and landforms. London: Longman.

Ota Y. , Matsuda T. , Naganuma K.. 1976. Tilted marine terraces of the Ogi Peninsula, Sado Island, central Japan, related to the Ogi Earthquake of 1802. Seismol. J. Soc. Jpn, II-29:55-70.

Penck W.. 1953. Morphological analysis of landforms. NewYork: St. Martin's Press.

Philips H. and Meghraoui M.. 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. Teconics, 2: 17-49.

Pike A. W. G. , Pettitt P. B.. 2003. U-series dating and human evolution. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 52:607-630.

Pinet P. and Sourriau M.. 1988. Continental erosion and large-scale relief. Tectonics, 7:563-582.

Pinter N. and Brandon M. T.. 1997. How erosion builds mountains. Scientific American, 276(4): 74-79.

Pirazzoli P. A. , Thommeret J. , Thommeret Y. , Laboreal J. and Montaggioni L. F.. 1982. Crustal block movements from Holocene shoreline: Crete and Atikythira (Greece). Tectonophysics, 86: 27-43.

Plafker G.. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. J. Geophys. Res, 77: 901-924

Prescott W. H. and Lisowski M.. 1977. Deformation at Middleton Island, Alaska, During the decade af-

ter the Alaskan earthquake of 1964. Bull. Seismol. Soc. Am. ,67: 579-586.

Prescott W. H. , Lisowski M. ,Savage J. C. . 1981. Geodetic measurement of crustal deformation on the San Andreas, Hayward, and Calaveras Faults Near San Francusco, California. J. Geophys. Res. ,86: 10853-10869.

Ramos V. A. . 1989. The birth of southern South America. American Scientist,77:444-450.

Ramsey C. B. . 2008. Radiocarbon dating: revolutions in understanding. Archaeometry, 50: 249-275.

Raymo M. E. ,Ruddiman W. F. and Froelich P. N. . 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology, 16:649-653.

Raymo M. E. and Ruddiman W. F. . 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climatie change. Nature, 359:117-122.

Reches Z. and Hoexter D. F. . 1981. Holocene seismic and tectonic activity in the Dead Sea area. Tectonophysics, 80: 235-254.

Reid H. F. . 1910. The California earthquake of April 18, 1906-Mechanics of the earthquake. Carnegie Inst. Wash. Publ. 87(3).

Reiners P. W. , Ehlers T. A. , Mitchell S. G. et al. . 2003. Coupled spatial variations in the precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. Nature, 2003, 426: 645-647.

Richards D. A. , Smart P. L. . 1991. Potassium-argon and argon-argon dating. In (P. L. Smart & P. D. Frances, Eds) Technical Guide 4. Quaternary Dating Methods—a User's Guide. Cambridge: Quaternary Research Association: 37-44.

Rubin C. M. . 1996. Systematic underestimation of earthquake magnitudes from large intercontinemtal reverse faults: historical ruptures breake across segment boundaries. Geology, 24:989-992.

Ruddiman W. F. , Prell W. L. . 1997. Introduction to the uplift-climate connection. In: Ruddiman W. F. (ed.), Tectonic Uplift and Climate Change. New York:Plenum Press: 3-14.

Ruddiman W. F. and Kutzbach J. E. . 1989. Forcing of Late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West. Journal of Geophysical Research, 94: 18409-18427.

Ruddiman W. F. and Raymo M. E. . 1988. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: Possible tectonic connections. Philosophical Tranactions of Royal Society of London, Series B, 318: 411-430.

Sarna-Wojcicki A. M. , Lajoie K. R. and Yerkes R. F. . 1986. Recurrent Holocene displacement on the Javon Canyon fault: A comparison of fault movement history with calculated average recurrence intervals. U. S. Geol. Prof. Paper 1339.

Saunders I, Young A. 1983. Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. Earth Surface Processes and Landforms 8:473-501.

Schlische R. W. , Young S. S. , Ackermann R. V. and Gupta A. . 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. Geology, 24:683-686.

Scholz C. H. . 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge, Cambridge University Press.

Schumm S. A. . 1986. Alluvial river response to active tectonics. In Active tectonics: Washington, D. C. , National Academy Press: 80-94.

Schwastz D. P. . 1988. Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, northern Peruvian Andes. J. Geophys. Res. , 93: 4712-4730.

Scott K. M. and Williams R. P.. 1978. Erosion and sediment yields in the Transverse Ranges, Southern California. U. S. Geological Survey Professional Paper 1030.

Segall P. and Pollard D. D.. 1980, Mechamics of Discontinuous Faults, J. Geophis. Res., 85(B5): 4337-4350.

Seidl M. A., Dietrich W. E. and Kirchner J. W.. 1994. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. Journal of Geology, 102:457-474

Sharp W. D., Ludwig K. R., Chadwick O. A., Amundson R., Glaser L. L.. 2003. Dating fluvial terraces by the $^{230}Th/U$ on pedogenic carbonate, Wind River Basin, Wyoming. Quaternary Research, 59: 139-150.

Sharp R. V. and Lienkaemper L.. 1982. Pre-earthquake and post-earthquake near-field leveling across the Imperial fault and Brawley Fault zones, in The Imperial Valley, California, Earthquke of October 15, 1979. U. S. Geol. Prof. Paper 1254: 169-182.

Small E. E., Anderson R. S., Hancock G. S. and Finkel R. C.. 1999. Estimates of regolith production from ^{10}Be and ^{26}Al: Evidence for steady state alpine hillslopes: Geomorphology, 27: 131-150.

Small E. E. and Anderson R. D.. 1995. Geomorphically driven Late Cenozoic rock uplift in the Sierra Nevada, California. Science, 270:277-280.

Smith G. I., Friedman I., Gleason J. D. and Warden A.. 1992. Stable isotope composition of waters in southeastern California; 2, Gounderwaters and their relation to modern precipitation. Journal of Geophysical Research, 97:5813-5823.

Smith S. W. and Wyss M.. 1968. Displacement on the San Andreas Fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am., 58:1955-1973.

Stein R. S., King G. C. P. and Rundle J. B.. 1988. The growth of geological structure by repeated earthquake 2. Field examples of continemtal dip-slip faults. Journal of Geophysical research, 93: 13319-13331.

Steinbrugge K. V., Zacher E. G., Tocher D., Whitten C. A. and Clair C. N.. 1960. Creep on the San Andreas Fault. Bull. Seismol. Soc. Am., 50: 396-404.

Stüwe K., White L. and Brown R.. 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms: application to fission track analysis. Earth and Planetary Science Letters, 124:63-74.

Summerfield M. A., Sugden D. E., Densmore G. H., Marchant D. R., Cockburn H. A. P. and Stuart F. M.. 1999. Cosmogenic isotope data support previous evidence of extremely low rates of denudation in the Dry Valleys region, southern Victoria Land, Antactica. In Smith B. J., Whalley W. B. and Wark P. A. (eds), Uplift, Erosion and Stability: perspectives on Long-Term Landscape Development. Geological Society, London, Special Publications, 162:255-267.

Surlyk F.. 1990. Mid-Mesozoic syn-rift turbidite system: contrals and predictions. In Collinson, E. D. (ed.), Correlation in hydracarbon exploration. London: Graham and Trotman: 231-241.

Sylvester A. G.. 1986. Near-field tectonic geodesy. Active Tectonics: Washington, D. C., National Academy Press, 164-180.

Syvester A. G. and Pollard D. D.. 1975. Afterslip on the Sylmar Fault segment, in San Fernando California Earthquake of 9 February 1971. Oakeshott G. B., ed., Calif. Div Mines and Geol. Bull., 196: 227-233.

Syvester A. G. and Jackson D. D.. 1982. Precise Leveling at Pinyon Flat, 1978-1982. EOS, 63:1107.

Tamura A.. 1979. Holocene miarine terraces and Crustal Movements of Sado Island, Central Japan.

Geogr. Rev. Jpn. 52: 339-355.

Taylor R. E.. 1987. Radiocarbon Dating an Archaeological Perspective. London: Academic Press.

Thatcher W.. 1986. Geodetic measurement of active-tectonic processes. Active Tectonics: Washington, D. C., National Academy Press:155-163.

Thatcher W.. 1975. Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake. J. Geophys. Res., 80:4862-4872.

Thatcher W.. 1979. Systematic inversion of geodetic data in central California. J. Geophys. Res., 84: 2283-2295.

Tippet J. M. and Kamp P. J. J.. 1993. Fission track analysis of the Late Cenozoic vertical kinematics of contimental Pacific crust, South Island, New Zealand. Journal of Geophysical Research, 98: 16119-16148.

Tippet J. M. and Kamp P. J. J.. 1995. Quantitative relationships between uplift and relief parameters for the Southern Alps, New Zealand, as determined by fission track analysis. Earth Surface Processes and Landforms, 20:153-175.

Tsukamoto S., Duller G. A. T., Murray A. S. Choi J.-H.. 2009. Introduction to the special issue on application of luminescence dating in geomorphology:Introduction to the special issue on application of luminescence dating in geomorphology. Geomorphology, 109: 1.

Vita-Fini C.. 1986. Recent earth movements-A introduction to neotectionics. London: Academic Press, 226 p.

Walker M.. 2005. Quaternary Dating Methods. New York: John Wiley and Sons.

Wallace R. E.. 1977. Profiles and ages of young fault searps, North-central Nevada, Bull. Geol. Soe Am., 88:1267-1281

Ward S. N.. 1990. Pacific-North America plate motions: new results from very long baseline interferometry. J. Geophys. Res., 95:21965-21981.

Wellman H. W. 1969. Tilted marine beach ridges at Cape Turakirae, N. Z., Tuatara, 17: 82-93.

Whipple K. X., Kirby E., Brockelhurst S. H.. 1999. Geomorphic limits to climate induced increases in topographic relief. Nature, 401: 39-43.

Whitehouse I. E.. 1986. Growth of weathering rinds on Torlesse, Southern Alps, New Zealand, in Colman S. M. and Dethier D. P. (eds), Rates of chemical weathering of rock and minerals. Academic Press: 419-435.

Willemes E. J. M., Pollard D. D. and Aydin A.. 1996. Three-dimensional analyses of slip distribution on normal fault arrays with consequences for fault scaling. Journal of Structural Geology, 18: 295-309.

Willenbring J. K. and Von Blanckenburg F.. 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling, Natures 465: 211. doi:10.1038/nature09044

Willett S. D.. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. Journal of Geophysical Research, 104:28957-28981.

Willis B.. 1907. Physigraphy of Northwestern China, Reserch in China. Carnegic Inst., Washington Public:203-264.

Wintle A. G.. 2008. Luminescence dating of Quaternary sediments-Introduction. Boreas, 37:469-470.

Wobus C., Heimsath A., Whipple K., et al.. 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. Nature, 434:1008-1011.

Wolfe J. A., Forest C. E. and Molnar P.. 1998. Paleobotanical evidence of Eocene and Oligocene paleoaltitudes in midlatitude western North America. Geological Society of America Bulletin, 100: 664-678.

Xu X. W., Wen X. Z., Yu G. H., Chen G. H., Klinger Y., Hubbard J., Shaw J.. 2009. Coseismic reverse-and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, China. Geology, 37(6):515-518.

Yeats R. S., Sieh K. E. and Allen C. A.. 1997. The Geology of Earthqukes. New York: Oxford University Press.

Yi C. L., Liu K. X., Cui Z. J., Jiao K. Q., Yao T. D., He Y. Q.. 2004. AMS radiocarbon dating of late Quaternary glacial landforms, source of the Urumqi River, Tien Shan-a pilot study of ^{14}C dating on inorganic carbon. Quaternary International, 121: 99-107.

Yin a et al.. 1999. Evindence for significant Late Cenozoic E-W extension in north Tibet. Geology, 27: 787-790.

Yoshikawa T., Kaizuka S., Ota Y.. 1981. The Landforms of Japan. Tokyo: University of Tokyo Press: 39-72.

Zachos J, Pagani M, Sloan L et al.. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science, 292: 686-673.

Zhang J. F., Qiu W. L., Li R. Q., Zhou L. P.. 2009. The evolution of a terrace sequence along the Yellow River (HuangHe) in Hequ, Shanxi, China, as inferred from optical dating. Geomorphology, 109: 54-65.

Zhang G. M. and Fu Z. X.. 1981. Some features of medium and short-term anomalies before great earthquakes, in Earthquake Prediction: An International Rewview, Simpson D. W. and Richards P. G., eds., M. Ewing Ser. 4, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 497-509.

Zhan P. Z., Molnar P., Downs, W. R.. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. Nature, 400: 891-897.

Zhu F. M., Quan Y,D., Gu H. D., Xu X. T., Guan X. G.. 1984. Re-examinaton of the anomalous phenomena taken as precursory before the Haicheng earthquake in 1975, in A collection of Papers of International Symposium on Continental Seismicity and Earthquake Prediction, Gu G. R. and Ma X. Y., eds.. Beijing: Seismological Press: 440-461.

柏美祥,戈澍,胡军,等. 1992. 阿尔金活动断裂带. 北京:地震出版社.

蔡强国. 1982. 地壳构造运动对河型转化影响的实验研究. 地理研究,1(3):21—32.

常隆庆. 1938. 四川叠溪地震调查记. 地质论评,3(4):252—292.

陈恩民,黄詠茵. 1989. 1605 年海南岛琼州大地震的震害特征和发震构造研究. 地震学报,11(3): 319—331.

程绍平,邓起东,闵伟,杨桂枝. 1998. 黄河晋陕峡谷河流阶地和鄂尔多斯高原第四纪构造运动. 第四纪研究,(3):238—?

程绍平,邓起东,杨桂枝,等. 2000. 内蒙古大青山的新生代剥蚀和隆起. 地震地质,22(1):27—36.

程绍平,等. 1991. 华北北部玄武岩风化晕厚度测年的尝试. 地理学报,46(2).

程绍平,等. 1988. 砂岩风化晕厚度在广东晚更新世测年中的应用. 地震地质,10(4).

崔之久,高泉洲,刘耕年,等. 1996. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学(D),26(4):378—385.

邓起东. 1984. 断层性状、盆地类型及其形成机制. 地质科学,1—6 期.

邓起东,冯先岳,张培震,徐锡伟,杨晓平,彭斯震,李军. 2000. 天山活动构造. 北京:地震出版社.

邓起东,闻学泽.2008.活动构造研究—历时、进展与建议.地震地质,30(1):1—30.

邓起东,张培震.2000.史前古地震的逆断层崩积楔.科学通报,45(6):650—655.

邓起东,张维岐,汪一鹏,张培震,等,1990.海原活动断裂带.北京:地震出版社.

邓起东,张裕明,许桂林,范福田.1979.中国构造应力场特征及其与板块运动的关系.地震地质,1(1):11—22.

邓万明.1993.青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和Sr、Nd同位素地球化学研究.岩石学报,9(4):379—387.

丁国瑜.1982.古地震研究情况.见:史前地震与第四纪地质文集.西安:陕西科学技术出版社:3—7.

丁国瑜.1985. 富蕴地震断裂带. 北京:地震出版社:142—162

丁国瑜.1992.有关活断层分段的一些问题.中国地震,8(2):1—10.

丁国瑜,卢演俦.1991.中国岩石圈动力学概论.北京:地震出版社:142—153.

丁国瑜,田勤俭,孔凡臣,等.1993.活动断裂分段:原则、方法与应用.北京:地震出版社:1—143.

丁国瑜.1991.中国岩石圈动力学概论.北京:地震出版社.

方小敏,赵志军,李吉均,等. 2004. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学(D辑),34(2),97—106.

方小敏,李吉均.1999.3.4百万年来青藏高原隆升的阶段性与环境演变.见施雅风,李吉均,李炳元著.青藏高原晚新生代隆升与环境变化.北京:科学出版社:394—408.

国家地震局地质研究所.1983.中国八大地震害摄影图集.北京:地震出版社.

国家地震局地质研究所,国家地震局兰州地质研究所.1993.祁连山—河系走廊活动断裂系.北京:地震出版社.

国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局.1990.海原活动断裂带.北京:地震出版社.

国家地震局地质研究所,云南省地震局.1990.滇西北地区活动断裂.北京:地震出版社.

虢顺民,陈志泰,向宏发,戴华光.1993.祁连山—河西走廊活动断裂系.北京:地震出版社.

侯珍清,郭敬信,王华林,等.1992.昌马活动断裂带.北京:地震出版社.

孔屏,那春光.2007.青藏高原的剥蚀与构造抬升.第四纪研究,27(1):251—255.

奎年.1965.海洋地质学.梁元博译.北京:中国工业出版社.

李保俊,杨景春,李有利,等.1996.根据砾石风化圈厚度估算地貌年龄.地理研究,15(1):11—21.

李传友,张培震,袁道阳,王志才,张剑玺.2006.西秦岭北缘断裂带黄香沟段晚第四纪水平位移特征及其微地貌响应.地震地质,28(3):391—404

李吉均.1993. 青藏高原隆起及其对环境的影响. 见:包浩生主编.任美锷教授八十华诞地理论文集.南京:南京大学出版社:57—63.

李吉均.1995.青藏高原隆起的三阶段及夷平后的高度和年龄.见:中国地理学会地貌与第四纪专业委员会编,"地貌、环境、发展".北京:中国环境科学出版社:1—5.

李吉均,文世宣,张青松,王富葆,郑本兴,李炳元.1979.青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨.中国科学(A),(6):608—616.

李玶.1993.鲜水河-小江断裂带.北京:地震出版社.

李延兴,杨国华,李智,等.2003.中国大陆活动地块的运动和应变状态.

李延兴,等.2003.由GPS网融合得到的中国大陆及周边地区的地壳水平运动.测绘学报,32(4).

李有利,杨景春.1993. 山西郇堡地震滑波研究.见:中国地理学会地貌与第四纪专业委员会编.地貌过程与环境.北京:地震出版社:97—99.

李有利,杨景春.1994.山西运城盐湖沉积环境及其演化.地理研究.13(1):70—75.

刘东生.1985.黄土与环境.北京:科学出版社.

刘东生，郑绵平，郭正堂. 1998. 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代偶合性. 第四纪研究，(3)：194—204.

刘光勋，孟繁兴，肖振敏，奚云. 1982. 山西洪洞县郇堡村古地震遗迹及有关问题讨论. 中国活动断裂. 北京：地震出版社：291—294.

刘光勋. 1992. 阿尔金活动断裂带的几何学特征. 见阿尔金活动断裂带. 北京：地震出版社：75—99.

刘振和，阎法政，张济世. 2002. 黄河壶口瀑布四千年溯源侵蚀过程研究. 黄河文化论坛(第八辑). 北京：中国戏剧出版社：198—205.

卢演俦，高维明，陈国星，陈杰. 2001. 新构造与环境. 北京：地震出版社.

吕红华，李有利，南峰，等. 2008. 天山北麓河流阶地序列及其形成年代. 地理学报，63(1)：63—74.

罗来兴. 1981. 中国自然地理(地貌). 北京：科学出版社：62—118.

马保起，李克，吴卫民，等. 1999. 大青山河谷地貌特征及新构造意义. 地理学报，54(2)：327—344.

马宗晋，王晓青. 1986. 邢台地震区的地质构造背景. 见：一九六六年邢台地震. 北京：地震出版社：82—96.

牛之俊，王敏，孙汉荣，等. 2005. 中国大陆现今地壳运动速度场的最新观测结果. 科学通报，(50)8：839—840.

潘保田，高红山，李炳元，李吉均. 2004. 青藏高原层状地貌与高原隆升. 第四纪研究，24(1)：50—57

彭承光. 1983. 1605 年 7 月 13 日琼州历史地震陆沉原因. 地震地质，5(3)：9—15.

冉勇康，邓起东. 1999. 古地震学研究的历史、现状和发展趋势. 科学通报，44(1)：12—20.

冉勇康，段瑞涛，邓起东，等. 1997. 海原断裂高湾子地点三维探槽的开挖和古地震研究. 地震地质，19(2)：97—106.

沈玉昌. 1981. 中国自然地理(地貌)(竺可桢等). 北京：科学出版社：161—182.

施雅风，李吉均，李炳元. 1999. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 北京：科学出版社.

史兴民，杨景春，李有利，南峰. 2004. 天山北麓玛纳斯河流阶地变形与新构造运动. 北京大学学报(自然科学版)，40(6)：971—978

孙鸿烈. 1996. 青藏高原研究新进展. 地球科学进展，11(6)：536—542

唐荣昌，文德华，邓天岗，黄圣睦. 1976. 1973 年炉霍 7.9 级地震的第裂缝特征及地震成因的初步探讨. 地球物理学报，19(1)：18—27

汪一鹏，聂宗笙，苏宗正，吴裕文. 1988. 鄂尔多斯周边活动断裂系. 北京：地震出版社.

王慧芬，杨学昌，等. 1988. 中国东部新生代火山岩 K—Ar 年代学及其演化. 地球化学，(1)：1—12.

王克鲁，刘慧敏，胡碧茹，蔡灵锋，盛学斌. 1981. 唐山地震时北京及邻区砂土液化深度的探讨. 地震学报，3(4).

王敏，沈正康，牛之俊，等. 2003. 现今中国大陆地壳运动活动块体模型. 中国科学(D 辑)，33(增刊)：21—32.

王乃梁，杨景春，夏正楷，莫多闻，李有利，潘懋. 1996. 山西地堑系新生代沉积与构造地貌. 北京：科学出版社.

王乃梁，杨景春，徐海鹏，等. 1983. 北京西山山前平原永定河古河道迁移、变形及其和全新世构造运动的关系，第三届全国第四纪学术会议论文集，中国第四纪研究委员会编. 北京：科学出版社：179—183.

王乃梁，杨景春. 1981. 我国新构造运动研究的回顾与展望. 地理学报，36(2).

王琪，张培震，牛之俊，等. 2001. 中国大陆现今地壳运动和构造变形. 中国科学(D)，31(7)：529—536.

王庆. 1988. 12.4 万年以来山东半岛东北部沿海地区的构造抬升速率. 北京大学学报(自然科学版)，34(1)：106—113.

王颖,朱大奎.1994.海岸地貌学.北京:高等教育出版社:206—215.

闻学泽.1993.活动断裂几何、构造组合及其运动学特征.见:李坪主编.鲜水河-小江断裂带.北京:地震出版社:55—79.

闻学泽.1995.活动断裂地震潜势的定量评估.北京:地震出版社.1—150.

闻学泽.1998.时间相依的活动断裂分段地震危险性评估及其问题.科学通报,43(14):1457—1466.

吴忱,马永红,等.1999.华北山地地形面、地文期与地貌发育历史.石家庄:河北科学技术出版社.

新疆自治区地震局.1985.富蕴地震断裂带.北京:地震出版社.

徐起浩.1986.海南岛北部东寨港的形成、变迁与1605年琼州大地震.地震地质,5(3):92—97.

徐锡伟,闻学泽,叶建青,马保起,陈杰,等.2008.汶川 MS 8 级地震地表破裂带及其发震构造.地震地质,30(3):894—926

严正,袁宝印,叶莲芳.1979.海南岛玻璃陨石(雷公墨)裂变径迹年龄的测定.地质科学,(1):37—42.

杨怀仁,杨达源,黄家柱.1984.中国东部断裂构造分析.中国地理学会第一届构造地貌学术讨论会论文选集,中国地理学会地貌专业委员会编辑:32—39.

杨景春.1961.怀来盆地的形成、发展、古河道演变与新构造运动的关系.中国第四纪研究,4(2):93—104.

杨景春.1983.中国北部和东北部构造地貌发育和第四纪构造应力状态的关系.地理学报,38(3).

杨景春,郭正堂,曹家栋.1985.用地貌学方法研究贺兰山山前断层全新世活动状况.地震地质,7(4):23—31.

杨景春,林伟凡,蒋铭,等.1981.北京八宝山断裂带近期构造活动及其和地震的关系.地震学报,3(4):390—398.

杨景春,谭利华,李有利,段烽军.1998.祁连山北麓河流阶地与新构造演化.第四纪研究,(3):229—237

杨景春,闻学泽.1982.史前地震及其鉴别标志的几个问题.史前地震与第四纪地质文集.西安:陕西科学技术出版社:8—16.

杨逸畴,李炳元,尹泽生,等.1983.西藏地貌.北京:科学出版社:200—209.

叶伯丹,申永治.1986.全国同位素地质年龄数据汇编(第四集).北京:地质出版社:22—27.

叶良辅.1920.北京西山地质志.地质专报(甲种),(1):51—63.

易明初,李晓.1991.燕山地区喜马拉雅运动及现今地壳稳定性研究.北京:地震出版社:35—72.

张珂,蔡剑波.2006.黄河黑山峡口最高阶地宇宙核素的初步年龄及所反映的新构造运动.第四纪研究,26(1):85—91.

张世民,王丹丹,刘旭东,张国宏,赵俊香,罗明辉,任俊杰,王瑞,张英礼.2008.北京南口—孙河断裂晚第四纪古地震时间的钻孔剖面对比与分析.中国科学(D):地球科学,38(7):881—895.

张世民,杨景春,苏宗正.1989.公元1038年定襄地震的地质地貌遗迹研究.华北地震科学,7(3):22—30.

张维歧.1988.鄂尔多斯西南缘弧形断裂束第四纪活动特征.见:国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组.鄂尔多斯周缘活动断裂系.北京:地震出版社.143—161.

中国地理学会地貌专业委员会.1984.第一次构造地貌学术讨论会论文选集.北京:科学出版社.

中国地质环境监测院.2009.汶川地震典型地质灾害影像研究.北京:地质出版社.

中国科学院.1957.第一次新构造运动座谈会发言记录.北京:科学出版社.

中国科学院地质研究所震害地质组.1976.海城震区的两种地震陷穴类型.地质科学,(2):184—187.

中国科学院新疆地理研究所.1986.天山山体演化.北京:科学出版社.

周特先,王利,朱宝成,等.1994.宁夏构造地貌.银川:宁夏人民出版社.

朱海之,王克鲁,赵其强.1978.从昭通地震破坏实例看山区地震地面破坏特点.地质科学,(3).

[General Information]
书名=活动构造地貌学
作者=杨景春
页数=206
SS号=12920684
DX号=
出版日期=2011.11
出版社=北京大学出版社